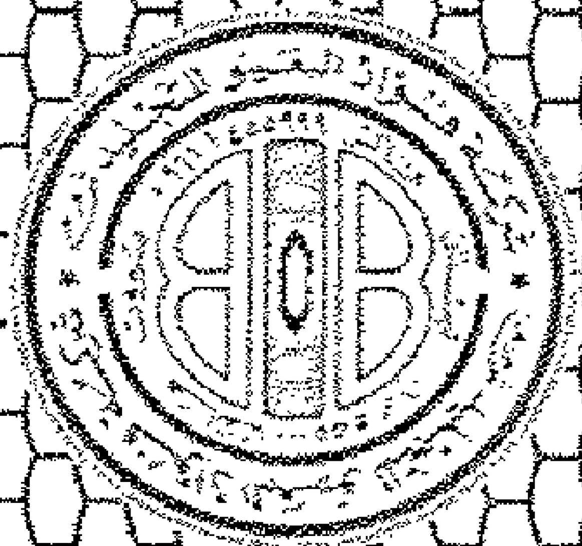
طبعة ملونة

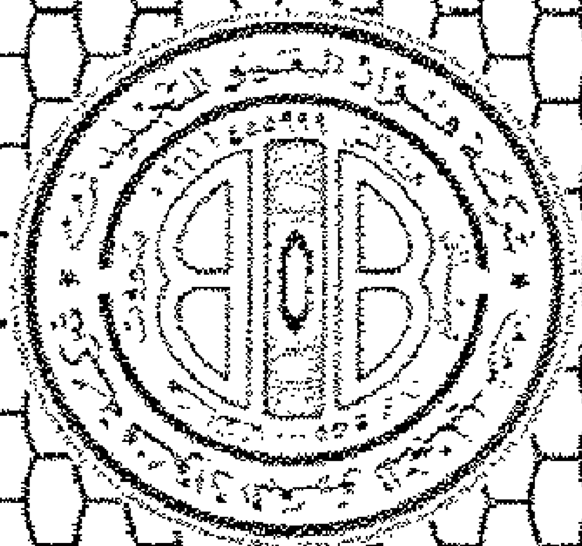
مبادئ الطقس والمناخ

BASICS OF THE WEATHER & CLIMATE

الأستاذ الدكتور قصي عبد المجيد السامرائي

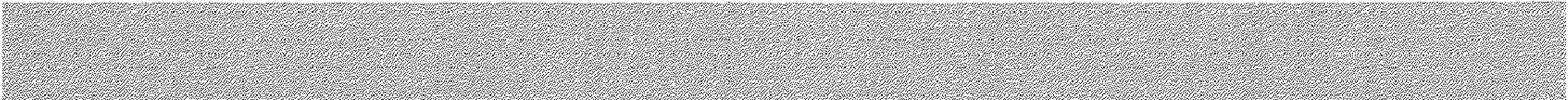








مبادئ الطقس والمناخ



مبادئ الطقس والمناخ

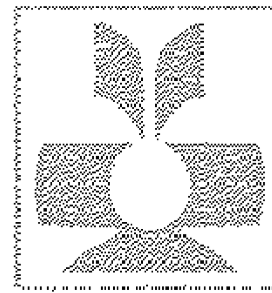
تأليف

الأستاذ الدكتور

قصي عبد المجيد السامرائي

رقم الإيداع لدى دائرة المكتبة الوطنية : 2629/ 08/ 2007

الطبعة العربية - 2008



اليازوري

دار اليازوري العلمية للنشر والتوزيع

عمان / الأردن - شارع الملك حسين - تلفاكس: ٤٦١٤١٨٥

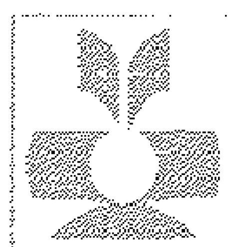
ص.ب ٥٢٠٦٤٦ الرمز البريدي ١١١٥٢

www.yazori.com

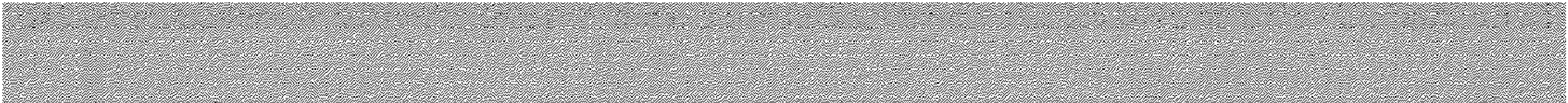
مبادئ الطقس والمناخ

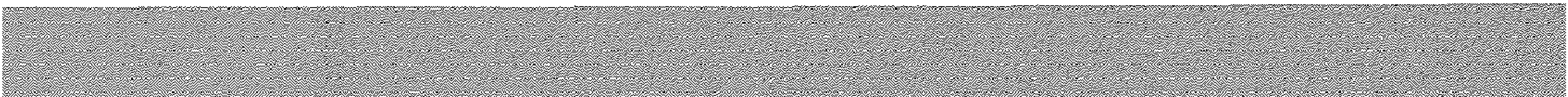
تأليف
الأستاذ الدكتور
قصي عبد المجيد السامرائي

2008



اليازوري





بسم الله الرحمن الرحيم

ألم تر أن الله يزجي سحاباً ثم يؤلفُ بينه ثم يجعلهُ رُكاماً فترى الودقَ يخرج من خلاله وينزلُ من السماءِ من جبالٍ فيها من بردٍ فيصيبُ به من يشاءُ ويصرفهُ عن من يشاءُ يكادُ سنا برقهِ يذهبُ بالأبصارِ* يقلبُ الله الليل والنهارَ إن في ذلكَ لعبرةً لأولي الأبصرِ*

سورة النور

الآيات ٤٣ و٤٤

شكر وتقدير

لا يسعني وأنا انهي هذا الكتاب بعون من الله من أن أتقدم بالشكر الجزيل أولا لعائلتي، زوجتي وأبنائي وبناتي الذين تفهموا اهتماماتي ودعموني بكل العون الممكن، فقد أخذت من وقتهم الكثير لأنهي إعداد هذا الكتاب. فإليهم جميعا اهدي ثمرة جهدي. كما أتقدم بالشكر الوفير لوالدتي وأخواني وأخواتي في العراق الصابر المحتسب على صبرهم على الاحتلال. أدعو الله القدير أن يزيح عنهم هذه الغمة وان يعود بلدي حراً.

أتقدم بالشكر والامتنان إلى كل من قدم لي يد العون والنصيحة والمشورة أثناء إعداد الكتاب. وأرجو أن يكون الكتاب قد قدم الجديد والمفيد في هذا المجال من العلم الذي يتطور تطوراً سريعاً.

والله من وراء القصد ومنه التوفيق

الأستاذ الدكتور

قصي عبد المجيد السامرائي

فهرس المحتويات

الفصل الأول
التعريف والتطور التاريخي

الفصل الثاني
الغلاف الغازي والطاقة الشمسية

الفصل الثالث
الحرارة

الفصل الرابع

الضغط الجوي والرياح

الفصل الخامس

الرطوبة الجوية

الفصل السادس

التساقط

الفصل السابع

الكتل الهوائية والتيارات البحرية

الفصل الثامن

مظاهر الطقس في العروض الدنيا

الفصل التاسع

مظاهر الطقس في العروض الوسطى والعليا

الفصل العاشر

التنبؤ الجوي

الفصل الحادي عشر

السيطرة على الطقس

الأشـــكال والخـــرائـــط

الجــداول

المقدمة

بعون من الله العلي القدير انهي هذا الكتاب الذي بذلت فيه جهداً كبيراً لأجعله يحتوي على أخر ما توصل إليه العلم في مجال الأنواء الجوية والتطورات التي حصلت في الدراسات الطقسية. فالمعروف أن نظرة الجغرافي للطقس تختلف قليلاً عن نظرة الانوائيين، فالجغرافي ينظر إلى الطقس بالقدر الذي يخدم الدراسات المناخية ويؤدي إلى تفسير واضح للظواهر المناخية التي هي في صلب اهتماماته. وقد لاحظت إن علم الطقس قد شهد تطوراً كبيراً في الآونة الأخيرة بسبب التطور الذي حدث في كل العلوم.

وبالرغم من وجود العديد من الكتب في هذا المجال، إلا أن متابعة التطورات الحاصلة في هذا العلم تبقى ضرورة ملحة لجعل الطالب على تماس مستمر مع كل التقدم الحاصل في هذا المجال. لذلك كان هذا الكتاب وما احتواه من معلومات جديدة.

إن تطوير أجهزة قياس العناصر الطقسية، واستخدام صور الأقمار الصناعية على نطاق واسع، واستخدام الحاسوب في التنبؤ الجوي قد أضاف الكثير إلى الدراسات الطقسية المعاصرة. فقد وسعت هذه التطورات من إدراكنا لطبيعة حركة الجو كما مكنت العلماء من اكتشاف بعض الظواهر وتفسيرها علمي، مما أتاح المجال أمامهم لتمديد فترة التنبؤ الجوي. صحيح أن

التنبؤ الجوي الدقيق مازال أمامه الكثير لإدراكه إلا أن التطورات الأخيرة أضافت إليه خطوات لا يستهان بها. ومازال الإنسان مستمراً في بحثه للوصول إلى تنبؤ جوي دقيق.

وبدورنا نسعى لرفد المكتبة العربية بكل ما هو جديد لمتابعة التطور العلمي في العالم حولنا، ولنبقي الطالب العربي على إطلاع مستمر بكل ما يستجد من جديد في هذا العالم. أدعو الله أن يوفق جميع العاملين في هذا المجال من اجل رفد المكتبة العربية بكل ما هو جديد ومتطور ليؤدوا رسالتهم على أكمل وجه.

والله ولي التوفيق والنعمة

المؤلف

الأستاذ الدكتور

قصي عبد المجيد السامرائي

الفصل الأول

التعريف والتطور التاريخي

التعريف والتطور التاريخي

١-١ تعريف الطقس والمناخ: Weather &Climatic Definition

يعرف الطقس بأنه حالة الجو الحالي من إشعاع وحرارة وضغط ورياح وأمطار ونسبة تغييم وأية اضطرابات جوية مثل العواصف وغيرها. ويعتمد تحديد حالة الطقس على التسجيلات الساعية أو العظمى والصغرى. لذلك فان الحالة الجوية تعتمد تماماً على ما تسجله محطات الأرصاد الجوي المنتشرة في كل العالم. ويمكن أن يضاف إلى التعريف ألان هو الحالة المستقبلية للجو بالعناصر المذكورة والتي يتم التنبؤ بها استناداً إلى طرق التنبؤ المعروفة. فالطقس إذاً يهتم بالحالة الآنية للجو مع توقع حالة الجو ليوم أو ليومين أو لأسبوع على الأغلب. كما أن هناك تنبؤات طويلة الأمد بدأت تظهر في الآونة الأخيرة قد تغطي عدة أسابيع. وهكذا سنرى إن حالة الطقس والمعلومات التي تسجلها عن العناصر ستكون قيمة ومهمة ولا غنى عنها للدراسات المناخية. ويعرف العلم الذي يدرس الطقس بعلم الأنواء الجوية Meteorology.

يتراوح تعريف المناخ Climate بين البسيط فهو مجرد معدل حالة الطقس بعناصره المختلفة. وبين التعريف المطول والذي يحتوي على تفاصيل كثيرة يحتويها المناخ. فهو معدل وتوزيع عناصر المناخ كالاشعاع الشمسي، والحرارة، والضغط والرياح، والتساقط والرطوبة، والكتل الهوائية. بل يضيف إليها البعض مظاهر مناخية كالتغييم والعواصف الترابية. كما إن المناخ يعتمد المدى والتباين لا ظهار طبيعة العنصر ألمناخي. وبالرغم من وجود بعض الاختلافات البسيطة في تعريف المناخ، إلا إن الباحثين يجمعون على أن المناخ هو معدل حالة

الجو. فيعرفه نعمان شحاذه بأنه " الخصائص الرئيسية المميزة لحالة الجو في منطقة معينة ولمدة طويلة" . ويعرفه جرفت ودرسكول بأنه"تركيب حالة الطقس وبأنه أكثر من معدل حاله الطقس، بل يتعداه إلى التباين في قيم العناصر وتوزيعها" . بينما يجمع عدد كبير من الباحثين العرب المحدثين على إن المناخ هو معدل حالة الجو ولفترة زمنيه طويلة. وتركز البحوث الحديثة على أن المناخ ليس مجرد معدل حالة الطقس، بل يتعداه إلى تركيب وتحليل هذه المعدلات ولفترة زمنيه طويلة. كما يعرفه اولفر على انه مجموع حالات الطقس. وقد جاء في الانسكلوبيديا ألمناخية على انه معدل الحالة الفيزيائية للجو مع الاختلافات الإحصائية في الوقت والمكان. ويعرفه تريورثا على انه مجموع معدل حالة الجو بعناصره المختلفة. وبذلك نرى إن جميع التعاريف تتفق على انه معدل ألحالة الجوية ولفترة زمنية طويلة. وبذلك فهو يختلف عن الطقس في أن الطقس هو الحالة بدون معدل بينما المناخ لا يعمل إلا مع المعدلات، كما إن الطقس لا تتجاوز معلوماته عن الأسبوع بينما المناخ يهتم بالفترات الطويلة. ولاستخراج هذه المعدلات فلا غنى للمناخ عن تسجيلات الطقس وحالته.

أما علم المناخ Climatology فانه العلم الذي يدرس ويصف ويحلل ويربط عناصر المناخ المشار إليها ولفترة قد تطول أو تقصر. فقد بدا علم المناخ وصفياً، ثم تطور ليتحول إلى التحليل والربط. أما بالنسبة إلى الفترة الزمنية فقد كان التركيز سابقاً على أن الدراسات ألمناخية لا تصح إلا إذا كانت فترة الدراسة ثلاثون سنة أو أكثر. باعتبار إن المعدل يكون اقرب إلى الثبات واقرب إلى التعبير عن حالة المناخ إذا كان لفترة ثلاثين سنة، وهذا ما أطلق عليه الدورة ألمناخيه Climatic cycle. ولكن بدأت تظهر في الآونة الأخيرة دراسات تعتمد على فترة اقصر. فبعد أن اقتنع الباحثون إن المناخ بعيد عن الثبات، وان فترة الثلاثين سنة التي اعتمدت سابقاً تتباين معدلاتها بين كل ثلاثين سنة وأخرى، ظهرت دراسات مناخية تناولت فترة اقصر، مثل شهر، أو سنة، أوعده سنوات. أن هذه التطورات التي أدخلت على الدراسات ألمناخية كان لها ما يبررها.

الطقس إذا هو حالة الجو بينما المناخ هو معدل تكرار الظاهرة وتوزيعها الجغرافي, بينما علم المناخ هو الوسيلة التي تدرس هذه الظاهرة وتحللها أي تحاول أن تجد لها تفسيراً علمياً لتبايناتها . ومن هذا المنطلق نقول أن الدراسات ألمناخية هي دراسات جغرافية, ولابد للدارس من دراسة الطقس ليفهم المناخ, وان الجغرافي اقدر من غيره على إعطاء صوره شمولية لمناخ منطقة ما . فالنظرة الشمولية التي يمتلكها الجغرافي تؤهله أن يحلل عناصر المناخ ويربط بينها, ويجد لها التفسير المرتبط بالمكان الذي تحدث فيه. وبذلك يعد المناخ من فروع الجغرافية Geography المهمة والتي لاغنى لأي جغرافي عنها . فهو يؤثر في العديد من الظواهر الجغرافية المهمة وكذلك يتأثر بها .

يؤثر الطقس والمناخ بشكل مباشر على النشاطات الاقتصادية للإنسان, كالزراعة والصناعة والنقل. كما يؤثر على توزيع السكان وطراز البناء ونوع الملابس. كما يؤثر الطقس والمناخ بشكل مباشر في أشكال سطح الأرض والمياه والتربة والنبات الطبيعي. ويؤثر المناخ بشكل غير مباشر في العديد من النشاطات البشرية والطبيعية. بل لا نجانب الحقيقة إذا قلنا انه لا يوجد فرع من فروع الجغرافية البشرية والطبيعية لا يؤثر فيه الطقس والمناخ بشكل مباشر أو بشكل غير مباشر.

١- ٢ تطور دراسات الطقس وعلم المناخ:
Weather and Climatology Development

لا يمكن فصل تطور دراسات الطقس عن المناخ وذلك للترابط الشديد بينهما, كما إن التطور الذي يصيب احديهما ينعكس إيجابا على تطور الثاني. شهد علم المناخ تطوراً كبيراً عبر العصور, وخاصة خلال العصر الحالي. فقد كانت دراسة الطقس والمناخ ومنذ البداية تعتمد على الملاحظة والتتبع, ثم انتقلت إلى التسجيل والتحليل, ثم إلى التنبؤ. وفيما يأتي متابعة لأهم المحطات التي مرت بها الدراسات ألطقسية والمناخية عبر العصور.

١-٢-١ علم الطقس والمناخ القديم:

Classical–Weather and Climatology

يمكننا أن نتصور أن الإنسان منذ أن وجد على هذه الأرض كان قد اهتم بالظواهر الجوية المحيطة به لما لها من تأثير مباشر على حياته. فلجوء الإنسان إلى ارتداء الملابس والبحث عن مسكن له هي من أولى المحاولات البشرية للتكييف مع طقس ومناخ المنطقة التي يسكنها. ثم تطورت العملية إلى مراقبة الظواهر الجوية Weather Phenomena Watch كما كان البابليين يراقبون الغيوم للتنبؤ منها بحالة الجو القادم. فالظواهر الجوية تسبب للإنسان لحظات راحة أو انزعاج. فالأمطار واعتدال الحرارة والرياح الهابة على شكل نسيم كانت تسعده، بينما الأعاصير والفيضانات وارتفاع وانخفاض الحرارة الشديدان كانت تزعجه. ولان الإنسان الأول كان عاجزاً عن تفسيرها فقد عمل على عبادتها اعتقاداً منه أن ذلك يجنبه أضرارها.

لذلك ظهرت العديد من الإله ألمناخية، فقد عبد الإغريق (بوريس Boreas) آله الرياح وعبد المصريون (رع Ra) آله الشمس واعتبر جويتر Jupiter آلة المطر عند الرومان، واعتبر (ثورThor) آله الرعد عند الاسكندنافيين. في حين قامت شعوب أخرى بتسجيل تكرار هذه الظواهر في محاولة أولية لفهمها ومن ثم التنبؤ بها. فالصينيون هم أول من سجل مواسم الفيضان منذ ٢٠٠٠ ق. م. وكان المزارعين الصينيين يراقبون حالة الجو ويحاولون فهم تأثيرها على مزروعاتهم. وبذلك تعتبر التسجيلات الصينية من أقدم التسجيلات ألطقسية على الإطلاق.

أن النظر إلى الطقس والمناخ بشكل علمي ومنظم جاء على يد الإغريق. فقد قسم (بارميندس Parminides) في ٥٠٠ ق.م العالم إلى ثلاثة أقاليم حرارية وهي:

أ- المنطقة المحرقة Torrid وهي المنطقة الاستوائية.

ب- المنطقة المعتدلة Temperate وهي منطقة حوض البحر المتوسط.

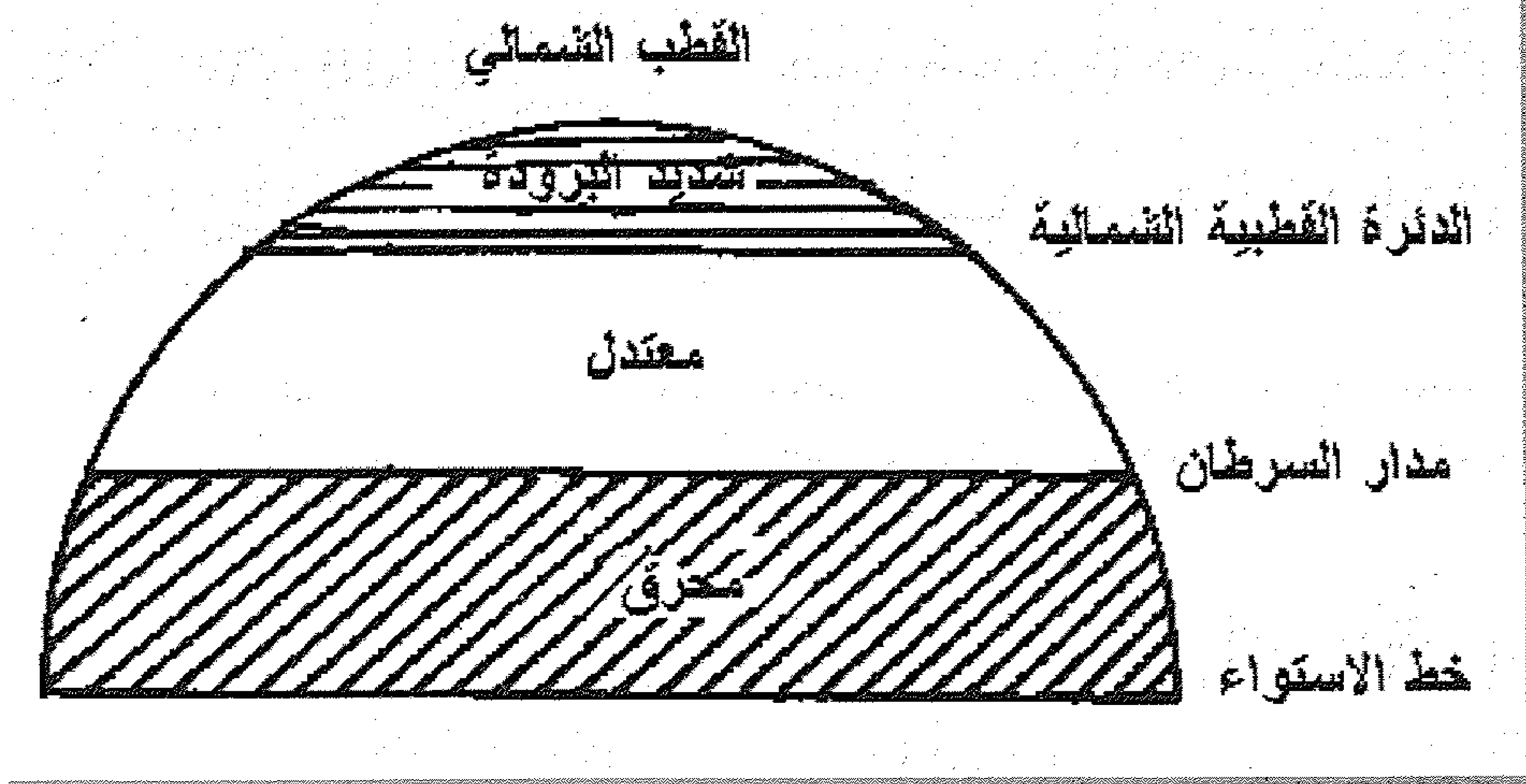
ج- المنطقة الشديدة البرودة Frigid وهي مناطق شمال أوربا والقطب.

(انظر الشكل ١- ١). وكان بارميندس يعتقد أن المنطقة المحرقة خالية من السكان وان المنطقة الشديدة البرودة سكانها متوحشين.

أول كتاب مناخي منهجي كان لأبوقراط Hippocrates تحت عنوان (الهواء والماء والأماكن Air, Water, and Places) وذلك عام ٤٠٠ ق.م. ثم تلاه مؤلف أرسطو Aristoteles الموسوم الميترولوجيا Meteorologica عام ٣٥٠ ق.م والذي اعتبر أول مؤلف في علم الأنواء الجوية. ثم توالت الفعاليات المختلفة لدراسة المناخ والأنواء الجوية حتى قام كيرهيستس Kyrhestes عام ١٠٠ ق.م بتصميم برج الرياح Tower of the Wind والذي يعد أول مرصد أنوائي في العالم. في حين لم يشهد علم المناخ في الفترة الرومانية أي تطور أو إضافات. واستمر الحال إلى بزوغ فجر الدولة العربية الإسلامية.

تعتبر إسهامات العرب المسلمين في علم المناخ إسهامات هامة. فالعرب المسلمون توفرت لهم فرصة التنقل بين أجزاء الدولة الإسلامية المترامية الإطراف والتي كانت تمتد من الصين إلى أسبانيا، ومن تركيا ووسط آسيا إلى جنوب السودان.

هذه الأصقاع المترامية تحتوي على مناخات مختلفة. أما الفرصة الأخرى فهي إطلاعهم على التراث اليوناني الذي سبقهم وبذلك لم يبدءوا من الصفر. وكعادتهم فان العلماء العرب زادوا ونقحوا وصححوا ما جاءهم من الإغريق. ولسنا هنا بصدد جرد شامل للتراث العربي الإسلامي في مجال المناخ ولكن سنتوقف عند أهم المحطات التي أسهمت في تطور هذا العلم.



الشكل ١- ١

توزيع مناطق المناخ على الكرة الأرضية كما يراها الإغريق.

أطلق العرب على المناخ لفظة نوء وجمعها أنواء. والنوء هو المطر. وبالرغم من أن معالجات موضوع المناخ كانت تأتي ضمنا أي ضمن المواضيع العامة. لكن لا يخلو التراث العربي الإسلامي من كتب مختصة مثل كتاب الأنواء للنضر بن شميل وبعض رسائل إخوان الصفا. جاءت المعالجات ألطقسية والمناخية العربية متميزة. فقد استطاع العرب اكتشاف الرياح الموسمية واستخدموها لأغراض التجارة ولفترة طويلة من الزمن قبل أن يعرفها الآخرون. حتى أن كلمة (Monsoon) باللغة الإنكليزية هي تحريف كلمة موسمية. كما أن اسم الأعاصير المدارية في المحيط الهادي وعلى ساحل الصين (Typhoon) مأخوذة من كلمة (الطوفان) العربية.

وفند ابن حوقل النظرية اليونانية القائلة أن المناطق الاستوائية غير مسكونة نتيجة ارتفاع الحرارة فيها. فأثناء عبور ابن حوقل خط الاستواء شاهد عدد كبير من الناس يسكنون في هذه المناطق. أما البلخي فقد وضع أول أطلس مناخي في العالم سنة ٩٢١م وسماه (كتاب الأشكال). جمع البلخي مادته

العلمية لمناخ البلدان من كتب الرحلات وعندما وضعها معاً تمكن من إعطاء صورة عامة عن مناخ العالم المعروف آنذاك واستعملها في أطلسه. أما المسعودي فقد عالج العوامل المؤثرة على مناخ الأقاليم, واستطاع أن يبين العلاقة بين أنطقه الضغط وحركة الشمس. كما ربط بين انطقه الضغط والرياح, وبذلك فسر أسباب هبوب الرياح الموسمية. وقد جاء تفسيره رائعا, حيث اعتبر الاختلاف في التسخين بين اليابس والماء هو المسئول عن هبوب الرياح الموسمية. كما استطاع أن يصف عملية التبخر من سطح الماء ثم تكاثفه في طبقات الجو العليا لتظهر الغيوم. قسم ألمقدسي العالم في سنة ٩٨٥م إلى (١٤) إقليماً مناخياً, وبذلك أضاف إلى التصنيف اليوناني (١١) إقليماً جديداً. فقد لاحظ ألمقدسي أن المناخ لا يتأثر فقط باختلاف دوائر العرض, بل كذلك بالنسبة إلى موقعه من شرق القارات أو غربها. فبالرغم من عدم معرفتهم بالتيارات البحرية آنذاك, إلا أنه لاحظ أن السواحل الشرقية للقارات أكثر مطراً وحرارة من السواحل الغربية. وبذلك أكد حقيقة أكدها هامبولت Humboldt بعد ٨٠٠ سنة. كما ذكر ألمقدسي أن النصف الجنوبي للأرض أكثر ماءاً وان النصف الشمالي أكثر يابسة. وقد وصف العرب مناخ البلدان وصفاً حياً مسهباً, وجاء هذا الوصف في العديد من كتب الرحالة.

ظهرت عند العرب معالجات لمناخات محلية Local Climates أو أساس نظري لبعض الظواهر ألمناخية. فقد عالج البيروني آثر جبال الهملايا في سقوط الأمطار الموسمية في الهند. وقد وضع أخوان الصفا الأسس النظرية للتكاثف وسقوط الأمطار. فقد ربط أخوان الصفا في رسالتهم الثامنة عشر بين ارتفاع الحرارة والتبخر, كما ناقشوا كيفية تكون السحب من بخار الماء, فذكروا أن بخار الماء عندما يرتفع إلى الأعلى يبرد فيتكاثف. كما استطاعوا أن يصنفوا التكاثف إلى نوعين, فقالوا أن البخار الذي لا يرتفع ويتكاثف قرب سطح الأرض يتكون منه الضباب أو الندى أو الصقيع. وان البخار المتصاعد يتكاثف في

الأعلى مكوناً الغيوم. كما تطرقوا إلى كيفية سقوط المطر ذاكرين أن قطرات الماء في الغيوم قبل سقوطها تتكون من اتحاد عدد من الذرات المتكاثفة (وأحدث نظريات سقوط المطر تؤكد هذا الرأي). كما استطاعوا أن يفرقوا بين سقوط المطر وسقوط الثلج. كما فسروا اختلاف درجة الحرارة باختلاف زاوية سقوط الإشعاع الشمسي. وقد حاولوا معرفة سمك الغلاف الغازي باستخدام معادلات رياضية تعتمد على فترة بقاء الشفق في السماء. وقد قسموا الغلاف الغازي إلى ثلاثة طبقات هي:

الأثير، والزمهرير، والنسيم. وتوصلوا إلى أن الأرض لاتسخن من الإشعاع الشمسي المباشر بل من الإشعاع الأرضي. أما ابن بطوطة فقد ذكر أن الحرارة في خط الاستواء اخفض من الحرارة في المناطق المدارية وهو بذلك يعتبر رائدا في هذا المجال. حيث أعطى برهانا جديدا على خطأ نظرية اليونان عن خط الاستواء. أما ابن خلدون فقد ربط بين المناخ وعادات الشعوب وتصرفاتهم، وهو بذلك يعد من أوائل الحتميين الذين يؤمنون بان الإنسان انعكاس لبيئته.

يلاحظ من هذا الاستعراض الموجز أن العرب عالجوا المناخ بطريقتين:

الأولى: وصفية وهو ما احتوته كتب الرحالة وكتب البلدان، وهو عبارة عن نقل حي لشاهداتهم عن المناطق التي مروا بها.

والثانية: التحليل العلمي المرتبط باستخدام بعض الحسابات الرياضية لتفسير الظاهرة. ويمكن القول أن ما كان يفصل العلماء العرب فعلا عن المناخ الحديث هو القياس الدقيق لعناصره الذي لم يتسنى ذلك للبشرية إلا بعد اكتشاف المحارير ومقاييس الضغط. وبذلك يمكن لأحفادهم ألان استغلال الفرصة للاستمرار على خطى أسلافهم.

١- ٢- ٢ الطقس وعلم والمناخ الحديث:

Weather and Modern Climatology

لقد شهدت بداية النهضة الأوربية ترجمة العديد من الكتب العربية إلى اللغات الأوربية المختلفة. وبذلك استفادت أوربا من الأفكار الجغرافية العربية وبالذات الأفكار ألطقسية والمناخية بشكل مباشر. وقد أعقب هذه الفترة بداية التطوير الأوربي للأفكار والنظريات المتعلقة بالطقس والمناخ وإضافة الجديد إليها. وقد ساعد الأوربيين في هذا المجال:

١- اختراع عدد من الأجهزة التي تقيس عناصر الطقس. فقد وصف غاليليو المحرار Thermometer سنة ١٥٩٣م وبذلك استطاع سانتريو سنتاري سنة ١٦١٢م من صناعة أول محرار معروف. كما استطاع تورشيلي أن يصنع البارومتر Barometer سنة ١٦٤٣م.

٢- اكتشاف عدد من القوانين الطبيعية المتعلقة بالغلاف الغازي. فقد استطاع بويل Boyle أن يكتشف العلاقة بين حجم الهواء وضغطة سنة ١٦٦١م مما ساعد على استخدامه في دراسة الغلاف الغازي.

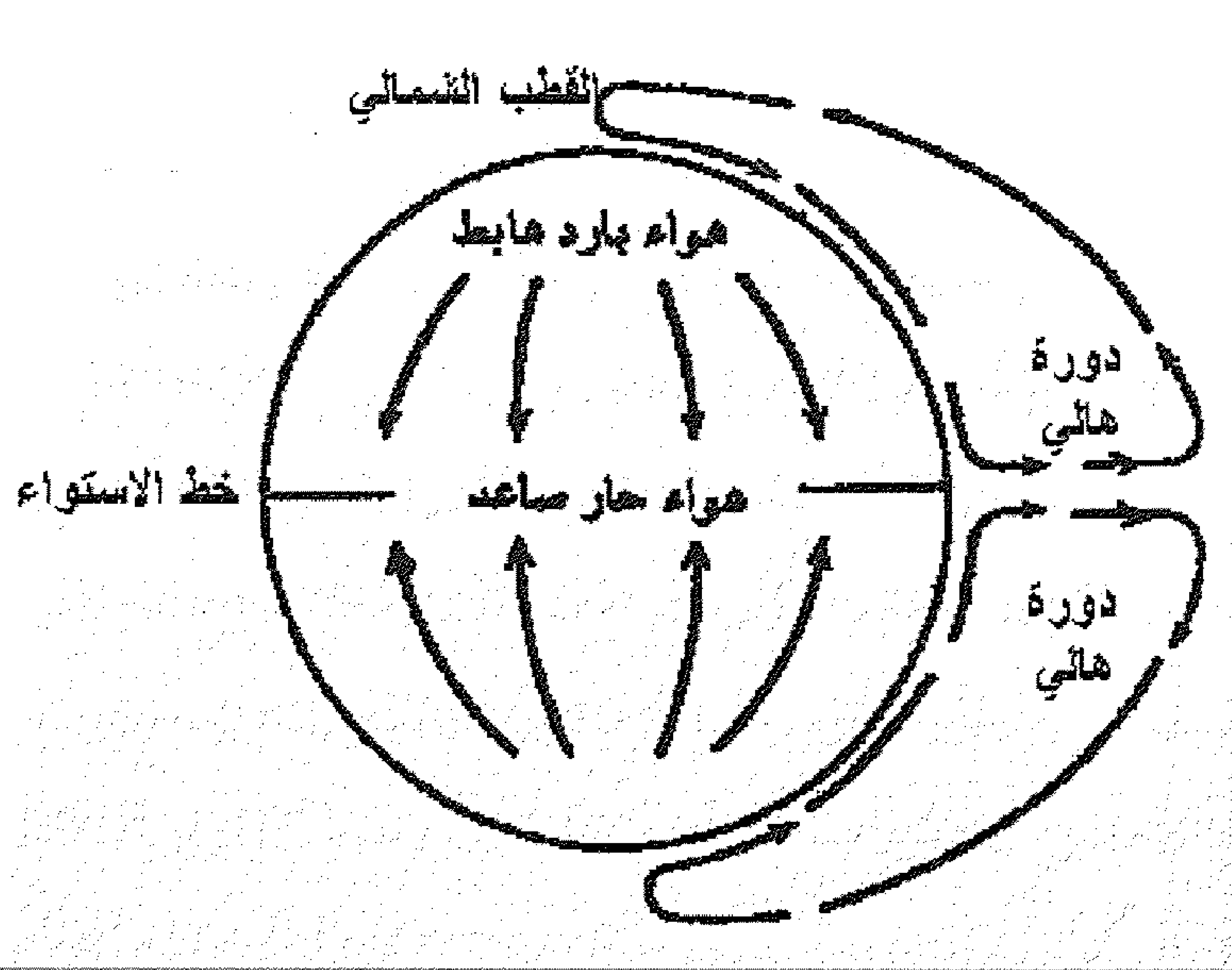
أن لهذين العاملين فضلا عن بداية ظهور محطات الرصد Meteorological Station دوراً كبيراً في تطور الطقس وعلم المناخ في مراحله الأولى وانتقاله من مجرد المشاهدة الوصفية إلى الوصف على أساس الحقائق والأرقام. فقد أنشئت أول محطة رصد في باريس سنة ١٦٦٤م والتي تحتفظ ألان بأطول تسجيل للحرارة في العالم. ثم أعقبها ظهور محطات في ايطاليا وألمانيا وبريطانيا وروسيا. المعلومات المجمعة من هذه المحطات مع مشاهدات البحارة مكنت آدموند هالي Edmund Halley سنة ١٦٦٨م من إصدار خريطته التي وصف فيها الدورة العامة للرياح The General Circulation وركز فيها على الرياح التجارية والموسمية (انظر الشكل ١- ٢).

تعاقبت بعد ذلك الاكتشافات. فقد اعتمد المقياس الفهرنهايتي Fahrenheit سنة ١٧١٤م والمؤوي Calicoes سنة ١٧٣٦م. وفي سنة ١٧٣٥م عدل هادلي Hadley من دورة هالي للرياح العامة وأوضح تأثير دوران الأرض على الدورة العامة للرياح. ثم أنشئت محطات للأرصاد الجوية في أوربا وأمريكا الشمالية خلال القرنين الثامن والتاسع عشر. اكتشف مقياس الرطوبة Hygrometer سنة ١٧٨٣م الذي يعتمد الشعر البشري لقياس الرطوبة، وظهر مقياس المطر Rain gage سنة ١٧٨٧م ليضيفا معلومات وإحصاءات جديدة. وهكذا بختام القرن الثامن عشر كان عدداً من المحطات قد وفرت معلومات عن الحرارة والأمطار والرطوبة. وبدا الباحثون بالعمل على تلخيص هذه البيانات وذلك باستخراج معدلاتها لتحليل هذه المعلومات والخروج بنتائج تخدم الوصف ألمناخي، ومن ثم رسم خرائط مناخية في فترات لاحقة. ففي مطلع القرن التاسع عشر بدأت تظهر بوادر نتائج هذه الدراسات، فقد ظهر تصنيف الغيوم حسب الارتفاع للامارك و هوارد Lamark and Howard.

كما ظهرت خريطة هامبولت التي تعد أول خريطة لخطوط الحرارة المتساوية في العالم، كما تم خلال نفس القرن أيضا تحسين الأجهزة المستخدمة في تسجيل البيانات ألمناخية، كما تم اعتماد مقاييس قياسية وذلك لتوحيد التسجيلات حتى يمكن الاستفادة من المعلومات المتوافرة من المحطات المختلفة. كما أضاف اكتشاف التلغراف الذي استخدم في تبادل المعلومات ألمناخية بين محطات الرصد بعداً جديداً لتطور المعرفة ألمناخية.

استطاع العالم الألماني دوف Dove سنة ١٨٢٧م أن يضع أسساً لفهم العواصف Storms، فقد ذكر أن العواصف الجوية ناتجة عن التقاء الرياح القطبية بالرياح المدارية. ويعد أول من استخدم مصطلح المناخ الشمولي Synoptic Climatology، فقد استخدم مفهوم الكتل الهوائية Air Masses لتفسير اختلافات المناخ محلياً. كما استطاع أن يحسب الموازنة الإشعاعية

Radiation Budget لمنطقة صغيرة من سطح الأرض. استطاع اسبي Espy أن يوضح حركة وتطور العواصف والكتل الهوائية. وأوجد كوريولس Caspard de Coriolisقوة الانحراف والمسماة باسمة Coriolis Force والتي تعمل على حرف الرياح عن اتجاهاتها نتيجة دوران الأرض حول نفسها. وظهرت نظرية بايوس بالوت Buys Ballot القائلة أن توزيع انطقه الضغط هي المسئولة عن سرعة واتجاه الرياح. ظهرت أول خريطة لتوزيع الأمطار في العالم سنة ١٨٤٥م من بيرجهاوس Bughouse, ثم ظهرت خريطة دوف سنة ١٨٦٢م والتي مثل فيها المعدل الشهري لدرجات الحرارة في العالم. وظهرت أول خريطة ضغط رسمها رينو Renou سنة ١٨٦٢م حيث مثل فيها توزيعات الضغط في غرب أوربا.



الشكل ١- ٢

الدورة العامة للرياح كما تصورها هالي.

أن تطور علم المناخ خلال القرنين الثامن والتاسع عشر جاء من خلال توفر معلومات رقمية عن حالة الطقس من عدد كبير من محطات الرصد التي تم إنشائها خلال هذه الفترة. فقد وفرت هذه المعلومات الرقمية إمكانية إصدار

خرائط التوزيعات للعناصر ألمناخية المهمة كالحرارة والضغط والأمطار. كما وفرت إمكانية المقارنة بين مناطق العالم المختلفة. ومع ذلك فان تطور علم المناخ كان بطيئاً وذلك لانعدام البيانات ألمناخية عن طبقات الجو العليا Upper Atmosphere, كما أن الأسس النظرية لتطور هذا العلم لم تتكامل بعد. وبذلك استمرت الكتابات ألمناخية والطقسية تركز على الجانب ألوصفي الذي لا يخلو من التحليل هنا أو هناك.

شهدت بداية القرن العشرين اختراع الطائرة, وتطور تبادل المعلومات بين مراكز الأرصاد واندلاع الحرب العالمية الأولى, مما أدى إلى تطور سريع في علم الأرصاد الجوية. كل هذا شجع ودفع على تطور علم المناخ الذي شهد قفزات كبيرة. ففي مجال الطقس ظهرت مدرسة بيرغن Bergen التي أسسها بيركنزBerkenze سنة ١٩١٧م والتي ركزت اهتمامها منذ البداية على تفسير عدد من الظواهر الجوية. ففي سنة ١٩١٨م اكتشف بيركنز و سولبرج الجبهة الدافئة Warm Front, وفي سنة ١٩١٩م اكتشفا الجبهة القطبية Polar Front. اتاح اكتشاف هذه الجبهات إلى تفهم طبيعة نشاءه وتطور المنخفضات الجوية في العروض المعتدلة. ثم تلا ذلك اكتشاف جبهة الامتلاء Eclouded Front في المنخفض الجوي من قبل بيرغيرن Bergeron. وفي الولايات المتحدة استطاع روزبي Carl J. Rossby من جمع المعلومات ألمناخية من طبقات الجو العليا باستخدام الطائرات والبالونات.

أما في مجال علم المناخ, فقد استطاع كوبن Koppen سنة ١٩١٨م من نشر تصنيفه ألمناخي ذائع الصيت والذي قسم فيه العالم إلى خمسة أقاليم مناخية رئيسية, أربعة منها تعتمد الحرارة والخامس اعتمد العلاقة بين الأمطار والحرارة, وقد استخدم النبات الطبيعي كأساس لهذا التصنيف. وظهر علم المناخ المركب Complex Climatology في روسيا على يد فيدروف سنة ١٩٢١م والذي اعتمد فيه على تكرار أنماط الطقس بدلا من المعدلات. وظهر علم

المناخ الحركي (الديناميكي) Dynamic Climatology باعتباره دراسة إحصائية لأنماط الطقس وعناصره الرئيسية كالكتل الهوائية والجبهات. ثم بدأت بعد ذلك تظهر تصانيف المناخ المختلفة. ويمكن القول أن الفترة بين الحربين العالميتين تميزت بظهور أكثر التصانيف شيوعا. فبالإضافة إلى تصنيف كوبن, ظهر تصنيف ثورنثويت سنة ١٩٣٢م. واخذ هذا التصنيف صيغته النهائية سنة١٩٤٨م. اعتمد ثورنثويت Thornthwaite على معادلته في حساب التبخر/ النتح لتقسيم العالم إلى أقاليم مناخية. كما صنف اوليفر Oliver سنة ١٩٧٢م العالم إلى ثلاثة أقاليم وحسب نوع الكتلة الهوائية السائدة.

أن ظهور الحاسوب وصور الأقمار الصناعية بعد الحرب العالمية الثانية أضافا بعدا جديدا إلى الدراسات الانوائية والمناخية. فقد ظهرت مدرسة شيكاغو بقيادة روسبي والتي ركزت على دراسة الدورة العامة للغلاف الغازي واختلافاتها وما يرتبط بها من أمواج Waves في طبقات الجو العليا, وعلاقة التيار النفاث The Jet Stream بانتقال الطاقة بين العروض المختلفة. كل هذه الأمور ساعدت الباحثين فيما بعد على ابتكار النماذج المناخية Climatic Model ذات الأبعاد المختلفة. فقد ساعد وجود الحاسوب على ظهور مثل هذه النماذج. أن متابعة ورصد جميع التطورات التي حصلت في علم المناخ بعد الحرب العالمية الثانية موضوع يطول شرحه, ولسنا بصدده. لذلك يمكن القول أن علم المناخ وخلال النصف الثاني من القرن العشرين شهد قفزات واسعة وكبيرة. وقد تحول الاهتمام في الدراسات ألمناخية من الجانب ألوصفي إلى الجانب التحليلي, ثم إلى الجانب ألتنبؤي. فقد ظهرت دراسات عديدة في الآونة الأخيرة تعمل على إيجاد الأسس العلمية للتنبؤ بالمناخ.

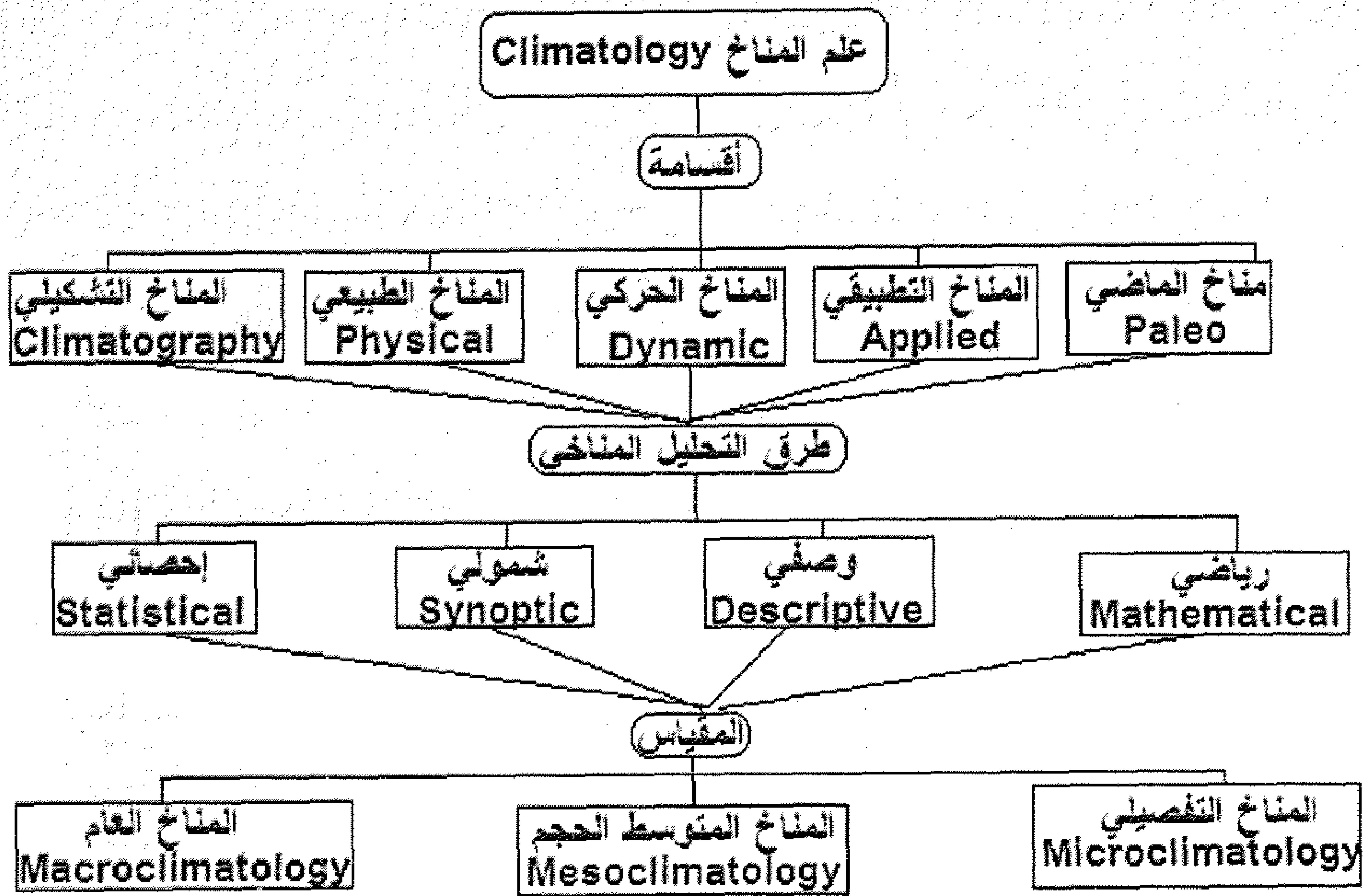
ولابد من الإشارة قبل اختتام هذا المبحث إلى أن هناك منظمة عالمية متخصصة بالدراسات الانوائية تابعة للأمم المتحدة وهي منظمة الأنواء العالمية

World Meteorological Organization (WMO) ومقرها جنيف في سويسرا. وتعتبر هذه المنظمة نشطة في مجال جمع المعلومات وإصدار الدراسات المناخية المختلفة. كما بدأت تظهر على المستوى العالمي عدة مؤسسات غرضها دراسة المناخ في مناطق معينة من العالم ولفترة طويلة جدا. أما على المستوى الوطني فقد أنشئت الهيئة العامة للأنواء الجوية العراقية سنة ١٩٣٦م. وقبل إنشائها كانت هناك محطات في البصرة وبغداد والموصل. استمرت الهيئة بالتوسع والتطور حيث تمتلك حالياً أكثر من ٤٠ محطة رصد. وعدد كبير من المحطات المطرية.

١- ٣ الفروع الرئيسية للمناخ Main Climatic Branches

لا يمكن فهم تطور علم المناخ المعاصر بعد الحرب العالمية الثانية إلا من خلال فروعة العديدة. فقد ظهرت على الساحة العلمية كتابات مناخية يمكن تصنيفها ضمن مسارات محددة. والشكل رقم (١- ٣) يوضح فروع المناخ المختلفة وطرق معالجتها والمقاييس التي تدرس بها.

يتضح من الشكل أن المناخ بفروعه المختلفة يتراوح بين الشكلي والتحليل البسيط للمعلومات إلى التطبيقي ومحاولة الاستفادة من نتائج الدراسات إلى تحليل الظواهر المعقدة في المناخ. وان طرائق معالجة المعلومات يتراوح بين ألوصفي التقليدي إلى التحليل الشمولي الذي يعتمد الخرائط ألطقسيه أساسا للعمل إلى استخدام الإحصاء والرياضيات في الكشف عن العلاقات بين العناصر والظواهر أو إيجاد قانون عام لها. ويدرس المناخ ضمن ثلاثة مقاييس: الأول تفصيلي، حيث يبحث عن التفاصيل الدقيقة ضمن منطقة صغيرة كأن تكون حقلاً أو مدينة أو غابة... الخ. والثاني متوسط حيث يمكن أن يدرس إقليماً جغرافياً أو منطقة محددة تصل حدودها إلى قارة. والثالث عام، ويشمل الكرة الأرضية أو جزءاً كبيراً منها وكل الغلاف الغازي أو معظمة.



الشكل رقم ١- ٣

الأقسام الرئيسية للمناخ مع طرق التحليل ومقياس دراسته.

أن السبب في هذا التشعب في الدراسات المناخية يعود إلى أنه يمكن طرح أسئلة مختلفة عن الظاهرة الواحدة, وبذلك نحتاج إلى أساليب متعددة للإجابة عنها. فإذا أخذنا مثلاً مناخ العراق, فيمكن طرح أسئلة مختلفة عنه. حيث يمكن طرح الأسئلة الآتية: ما هي مميزات المناخ في العراق؟ ما هي مسببات هذا المناخ؟ هل مناخ العراق متغير؟ هل هناك اختلافات واضحة في المناخ بين مناطق العراق؟ كيف يمكن للمناخ أن يؤثر في الإنتاج الزراعي؟ هل يتطلب أنشاء المباني والمشاريع ضمن مناخ العراق تدابير خاصة؟ هذه أمثلة عن العديد من الأسئلة التي يمكن أن تطرح. لذلك فهناك فروعاً مختلفة من المناخ هي المسئولة عن الإجابة على هذه الأسئلة. وبذلك أصبحت الحاجة ملحة إلى تعدد فروع المناخ. ولا بد من الإشارة إلى أننا لم نتعرض إلى دراسات الطقس التفصيلية لأنها تصبح من اختصاصات الانوائيين وليس الجغرافيين. وهذا استعراض لفروع المناخ الرئيسية وأساليب بحثها والمقاييس التي تبحث بها:

١- المناخ التشكيلي **Climatography**: يهتم بتحضير المعلومات الأساسية عن المناخ من أرقام وأشكال بيانية وخرائط توزيع من اجل تهيئة المعلومات الأساسية لوصف المناخ. فيمكن استخدام هذه المعلومات لوصف مناخ إقليم Regional Climatology أو دولة أو منطقة معينة. كما يمكن استخدامه للتصنيف المناخي Climatic Classification. ويمكن استخدام معلوماته الأساسية لأي فرع من فروع المناخ الأخرى. فهو يهتم بوصف المعلومات أكثر من إعطاء سبب لها. فخرائط توزيع الحرارة والضغط والأمطار والأشكال البيانية لتوزيع عنصر مناخي زمانياً هي أمثلة عن المناخ التشكيلي.

٢- المناخ الطبيعي **Physical Climatology**: يدرس فيزياء الغلاف الغازي مثل تبادل الطاقة والمكونات الفيزيائية للعناصر واستحداث معلومات رقمية من عناصر المناخ للمساعدة في دراستة. فأسباب الاختلاف ألزماني والمكاني للعناصر ألمناخية هي من صلب المناخ الطبيعي.

٣- المناخ الحركي **Dynamic Climatology**: ويدرس قانون الحركة ضمن الغلاف الغازي وتبادل الطاقة الذي يسبب هذه الحركة. فهو يدرس مراكز الضغط الجوي المختلفة وتوزيعها والجبهات الهوائية وحركة الهواء ومسبباتها. وتشمل الدراسة الجزء الأكبر من الأرض والغلاف الغازي. ويعتبر المناخ الشمولي Climatology Synopticاحد فروعة الأساسية.

٤- المناخ التطبيقي **Applied Climatology**: وهو الاستخدام العملي للمعلومات ألمناخية ومحاولة تطبيقها على مشاكل معينة ضمن موضوع معين مثل الزراعة والغابات والسياحة والصناعة والبناء وراحة الإنسان وغيرها. أي انه محاولة إيجاد العلاقة بين المناخ وجوانب الحياة المختلفة أو المظاهر الطبيعية مثل أشكال سطح الأرض والتربة والنبات الطبيعي.

٥- مناخ الماضي Paleo Climatology: هو فرع جديد من فروع المناخ يبحث في نوع المناخ الذي كان سائدا على الكرة الأرضية منذ وجودها ولحد ظهور التسجيلات ألمناخية. ويعتمد وسائل مختلفة عن الفروع الأخرى للمناخ. فهذا الفرع من المناخ يبحث عن دلائل لها صفة مناخية مثل بقايا النباتات القديمة المتحجرة أو أشكال سطح الأرض أو التربة أو اختلاف مستويات سطح البحر وغيرها من الوسائل التي ترشدنا إلى نوع المناخ الذي كان سائداً في الماضي.

ولابد من الإشارة إلى أن كل فرع من فروع المناخ السابقة تتضمن فروعاً ثانوية أخرى تبعا لطريقة البحث أو للمقياس المتبع في البحث. فالمناخ وكما هو واضح من الشكل (١- ٣) له طرق بحث متعددة وهي:

١- طريقة البحث ألوصفية: وهي من أقدم الطرق المستخدمة في المناخ. وهي عبارة عن عملية تحويل الأرقام إلى وصف عام للمناخ فيه الكثير من الإجمال والتعميم.

٢- طريقة البحث الرياضية: وهي من الطرق الحديثة التي تعمل على استخدام المعطيات الرقمية للظاهرة للخروج بقانون عام يحكم الظاهرة أو ظهورها.

٣- طريقة البحث الإحصائية: وهي من الطرق الحديثة كذلك والتي تبحث عن العلاقات الداخلية بين العناصر والعلاقات الخارجية بين العناصر والظواهر المختلفة. وهي تحاول إعطاء تفسيراً لحدوث الظاهرة من خلال علاقاتها.

٤- طريقة البحث الشمولية: وهي الطريقة التي تستخدم المعطيات ألطقسية وخاصة توزيع الضغط الجوي والمظاهر الجوية لتفسير سلوك ظاهرة جوية أو عنصر مناخي. وتعمل على ربط هذه الظواهر أو العناصر بما يحدث في طبقات الجو العليا. وهي من اعقد طرق البحث لان متطلباتها كثيرة.

إن جميع هذه الفروع وطرائقها المختلفة يمكن أن تدرس على مقاييس مختلفة. ولكن يجب الانتباه إلى أن بعض الفروع لا يمكن دراستها ضمن مقياس معين. فالمقياس التفصيلي Micro يهتم بالدراسة التفصيلية لمنطقة صغيرة جداً أو صغيرة ولا تتجاوز حدود مدينة أو غابة. وهذا النوع من الدراسات مطلوب في الدراسات التطبيقية. فبناء منزل أو رطوبة التربة أو معرفة مدى نجاح الإنتاج الزراعي أو الاستعانة بالمناخ لخدمة النشاط الصناعي وغيرها من المجالات التطبيقية تتطلب هذا النوع من المقاييس في البحث. أما بقية فروع المناخ فمن الصعب دراستها على هذا المقياس. أما المقياس المتوسط الحجم Meso، فهو الذي يهتم بمنطقة تتراوح مساحتها بين عدة كيلومترات إلى إقليم مناخي. وعلى العموم تكون التفاصيل فيه اقل، لذلك يحل التعميم مكان التفصيل. يمكن استخدام هذا المقياس للدراسات الحركية والطبيعية والوصفية، كما يمكن استخدامه في المناخ التطبيقي. أما المقياس الكبير Macro فيشمل الكرة الأرضية أو الغلاف الغازي أو اقل منهما بقليل أو هما معا. يستخدم هذا المقياس ضمن الدراسات الحركية الشمولية والطبيعية.

وقبل اختتام هذا المبحث لابد من الإشارة إلى أن فترة السبعينيات ولحد ألان تشهد تنامي المحاولات الجادة لإيجاد نماذج مناخية Climatic Model تحاكي المناخ السائد على مستوى منطقة أو على مستوى العالم. أن التقدم الهائل في سرعة الحاسوب وما قدمته الأقمار الصناعية من معلومات شجع الباحثين على الاستمرار بمحاولات بناء نماذج في الحاسبات تحاكي بعض أو كل مناخ منطقة معينة أو العالم. وبالرغم من أن العمل في هذه النماذج يتطلب جهداً ومالاً كثيرين، فان النتائج التي تم الحصول عليها من هذه النماذج ولحد ألان تعتبر مشجعة، وأضافت إلى المعرفة المناخية الكثير. فعلى مستوى المنظومات الصغيرة، ساهمت هذه النماذج في حل عدد من الألغاز التي كانت تحيط بالمنخفضات الجوية والكتل الهوائية والأعاصير المدارية. وعلى مستوى

العالم فقد استطاعت بعض هذه النماذج من تأشير العلاقة المتبادلة بين بعض الظواهر ألمناخية وفي مناطق متفرقة أو متباعدة.

أن الكثير من التركيز في الوقت الحاضر ينصب على اكتشاف العلاقة المعقدة بين اليابس والماء. بالإضافة إلى تأثير ما يعرف بغازات البيوت الزجاجية House Green Gases على الغلاف الغازي، ومحاولة اكتشاف مناخ الماضي لعدد من المناطق. حيث أن هناك إحساس قوي لدى الباحثين بان هذا الاتجاه سيساعد على تقدم وتطور التنبؤ بالمناخ.

١ - ٤ أهم مصطلحات الطقس والمناخ Weather and Climatic Vocabulary

أن أكثر العلوم استخداماً للأرقام هو الطقس وعلم المناخ. حيث أن الطقس والمناخ يعتمد التسجيلات الرقمية للعناصر التي يتكون منها. لذلك فهناك ألان خزين هائل من الأرقام التي تم جمعها خلال العقود الماضية من آلاف محطات الرصد العاملة في الوقت الحاضر. التعامل مع هذه ألأرقام ليس سهلا.

لذلك لابد من استخدام بعض الطرق الحسابية للتعامل معها ووضعها في صيغة تختصر هذه ألأرقام وتعطي بنفس الوقت دلالة جيدة عنها . لذلك سوف نناقش عدداً من الاستخدامات لهذه الطرق الحسابية وبشكل تفصيلي لنعطي تصوراً عن كيفية استخدامها.

بنفس الوقت نبين طريقة اختلاف الدراسات ألمناخية عن الدراسات ألطقسية. التي تتعامل مع ألأرقام بشكل مجرد وبدون أن تجري عليها أي تحويل. فالدراسات ألطقسية تعتمد التسجيلات المباشرة من ألأجهزة وتبني عليها دراساتها أو وصفها لحالة الطقس. أما الدراسات ألمناخية فأنها تحتاج إلى تحويل هذه ألأرقام إلى شكل أخر ليتسنى لها التعامل معها واختصارها. لذلك فالرقم الآني لأي عنصر من عناصر الطقس هو المعبر عن ذلك العنصر في

لحظة تسجيله، بينما العنصر المناخي يعبر عنه بشكل أخر بعد أن تتم عملية التحوير. لذلك فأن أكثر المصطلحات استخداما في مجال المناخ هي:

١- المعدل The Average: وهو استخراج الوسط الحسابي لمجموعة من الأرقام باستخدام المعادلة الحسابية البسيطة، مجموع الأرقام المراد استخراج معدلها مقسومة على عدد هذه الأرقام. فمثلا إذا أردنا استخراج معدل الحرارة اليومية لمدينة بغداد فيمكن استخدام الحرارة العظمى+ الحرارة الصغرى ÷ ٢. فإذا كانت الدرجة العظمى ٤٦ْم والصغرى ٢٦ْم فالمعدل هو ٤٦ْ + ٢٦ْ = ٧٢ْ ÷ ٢= ٣٦ْم. كما يمكن استخراج المعدل اليومي للحرارة باستخدام ثمانية قيم للحرارة لذلك اليوم ÷ ٨.

أما إذا أردنا استخراج المعدل الشهري للحرارة أو لأي عنصر مناخي، فيمكن استخراجه بجمع معدلات الحرارة اليومية ÷ ٣٠ أو ٣١ حسب عدد أيام ذلك الشهر. ويمكن استخراج المعدل السنوي للحرارة بجمع المعدلات الشهرية للحرارة ÷ ١٢ (عدد أشهر السنة). أما المعدل الطويل الأمد، فمثلا إذا أردنا استخراج المعدل السنوي الطويل الأمد (ثلاثين سنة مثلا) فنجمع المعدلات السنوية لهذه السنوات ÷ ٣٠.

من ملاحظة الطريقة المستخدمة في استخراج المعدل، يمكن القول أن المعدل لا يعبر بشكل جيد عن العنصر المعني. فهو يعطي وصفاً عاماً لسير العنصر لكنه لا يعبر عن ارتفاع أو انخفاض العنصر، بل أن المعدل كثيرا ما يكون خادعاً. فقد يتساوى المعدل في محطتين ولكن حقيقة قيم العناصر تكون مختلفة. فالمعدل ٢٥ْم قد يكون من عظمى ٤٠ْم وصغرى ١٠ْم أو من عظمى ٣٠ْم وصغرى ٢٠ْم. لذلك يفضل عند استخدام المعدل أن يستخدم المدى معه.

٢- المدى The Range: هو الفرق بين أعلى وأوطئ قيمة مسجلة للعنصر المعني. فالمدى الحراري اليومي هو درجة الحرارة العظمى – درجة

الحرارة الصغرى. فالمدى الحراري لمحطة بغداد في المثال السابق هو ٤٠° – ١٠°م = ٣٠°م . وبنفس الطريقة يمكن استخراج المدى الشهري والذي هو أعلى معدل يومي – أوطئ معدل يومي. والمدى السنوي هو أعلى معدل شهري لتلك السنة – أوطئ معدل شهري لنفس السنة. وهكذا عندما نقرن المدى بالمعدل تصبح الصورة أكثر وضوحاً في التعبير عن طبيعة ذلك العنصر. فالمعدل إذا كان من ٤٠° +١٠°= ٥٠° ÷٢ = ٢٥°م فالمدى يكون ٣٠ °م. أما إذا كان المعدل من ٣٠° + ٢٠° = ٥٠° ÷٢ = ٢٥°م فالمدى يكون ١٠°م. أن المدى يعني أن العنصر المناخي يزيد أو ينقص عن المعدل بمقدار النصف. أي أن المعدل ٢٥°م والمدى ٣٠°م فان الدرجة العظمى تكون: المعدل + نصف المدى أي ٢٥° + ١٥° = ٤٠°م أما الصغرى فتكون: المعدل – نصف المدى أي ٢٥° – ١٥° = ١٠°م. وبذلك فان صورة المعدل تحسنت كثيراً وأصبحت أوضح في التعبير عن العنصر المناخي.

٣- المجموع **The Total**: هناك عناصر لا يعني فيها المعدل شيئاً. فالأمطار لا نستخدم معدلها لان معدل الأمطار لا يعني شيئاً بالنسبة للاستخدام. فمجموع الأمطار يكون أكثر تعبيراً عنها. لان مجموعها يعبر عن كمية الماء الساقط خلال الفترة المعنية. فنحن بحاجة إلى معرفة الكمية الكلية للماء الساقط أو المفقود وبذلك نستعمل المجموع مع الأمطار والتبخر. ويستخدم المعدل للأمطار أو التبخر في حالة واحدة وهي إذا أردنا معرفة المعدل الطويل الأمد لمجموع الأمطار والتبخر.

٤- العظمى **Maximum**: وهو أعلى ما يسجل للعنصر في اليوم أو الشهر أو السنة. ومعدل العظمى لا يستخرج إلا من العظمى. وهذا التعبير من التعابير الشائعة الاستعمال خاصة مع المعدل وذلك لتبيان أعلى ما يمكن أن يصل إلية العنصر.

٥- الصغرى Minimum: وهو أوطئ ما يسجل للعنصر في اليوم أو الشهر أو السنة. ومعدل الصغرى لا يستخرج إلا من الصغرى. وهو كذلك شائع الاستعمال خاصة مع المعدل وذلك لتبيان أوطئ ما يمكن أن يصل إلية العنصر.

كما توجد طرق حسابية شائعة في التعامل مع أرقام عناصر الطقس المسجلة من الأجهزة. وسنعالج كيفية استخدامها وحسابها عند مناقشة هذه العناصر. فهناك طريقة معينة عند تسجيل قيم الضغط أو رسم خطوط الحرارة وغيرها.

الفصل الثاني

الغلاف الغازي والطاقة الشمسية

الغلاف الغازي والطاقة الشمسية

٢- ١ الغلاف الغازي The Atmosphere

الغلاف الغازي هو مجموعة الغازات التي تحيط بالكرة الأرضية إحاطة كاملة, وتجعل هذه الغازات الحياة ممكنة على سطح الأرض. فهي توفر الهواء الذي يتنفسه الإنسان والكائنات الأخرى, كما انه يحمي الأرض من الأشعة الضارة والشهب والنيازك التي تدخل جو الأرض, وهو المسئول عن كل حالات الطقس المتغيرة على سطح الأرض. ودراسة الطقس تعتبر دراسة للغلاف الغازي بكل مكوناته وتحركاته. يطلق على الغلاف الغازي أحياناً الغلاف الهوائي أو الغلاف الجوي. والهواء المكون للغلاف الغازي يعرف بأنه عديم اللون والطعم والرائحة. والغلاف الغازي يمتد إلى ارتفاع ٢٠٠كم أو ٤٠٠كم من سطح الأرض. إن هذا الاختلاف في تقدير ارتفاع الغلاف الغازي يعود إلى أن الهواء قابل للانضغاط وعليه فان معظم غازات هذا الغلاف توجد قرب سطح الأرض, فحوالي ٥٠٪ من غازاته توجد في الخمسة كيلومترات من سطح الأرض, و٩٩٪ من غازاته دون مستوى أل ٣٢ كيلومتر.

لذلك فان ما تبقى من غازات فوق هذا الارتفاع ستكون موزعة بشكل عشوائي وذلك لعدم وجود ضغط مسلط عليها. فيمكن لها أن تتواجد على ارتفاعات كبيرة جداً. والغلاف الغازي يمكن أن يدرس من عدة زوايا, فهناك التركيب الكيميائي, والفيزيائي, والبيئي, والفلكي ....الخ. ولكننا هنا سنتطرق إلى الجوانب التي تخدم موضوع الطقس والمناخ من هذا الغلاف.

٢- ١- ١ مكونات الغلاف الغازي Gases in the Atmosphere

يتكون الغلاف الغازي كما ذكرنا من مجموعة غازات هي النتروجين وهو من اكبر الغازات نسبة حيث يشكل ٧٨,٠٨٪ والأوكسجين ٢٠,٩٢٪ وبذلك يحتل هذان الغازان نسبة ٩٩٪ من غازاته في حالة الجفاف. الغازات المتبقية والتي تشكل نسبة ١٪ هي حسب حجمها الاورغون ٠,٩٣٪ و ثاني اوكسيد الكاربون ٠,٠٣٣٪ وغازات اخرى وتسمى بالغازات النبيلة (الجدول ٢- ١). كما توجد في الغلاف الغازي اكاسيد مثل اوكسيد النتروجين والنتروز وأول اوكسيد الكاربون.

الجدول ٢- ١: غازات الغلاف الغازي وحجمها.

الغـــاز	الرمز	نسبة الحجم
النتروجين	N_2	٧٨,٠٨
الأوكسجين	O_2	٢٠,٩٢
أركون	Ar	٠,٩٣٤
ثاني اوكسيد الكاربون	CO_2	٠,٠٣٣
النيون	Ne	٠,٠٠١٨٢
الهليوم	He	٠,٠٠٠٥٢
الميثان	CH_4	٠,٠٠٠١٥
كريبتون	Kr	٠,٠٠٠١١
هيدروجين	H_2	٠,٠٠٠٠٥
اوكسيد النترات	N_2O	٠,٠٠٠٠٥

كما أضيفت إلى الغلاف الغازي مركبات ملوثة مثل الكلوروفلوروكربون وملوثات أخرى. ويحتوي الغلاف الغازي على مواد صلبه كالغبار والدخان والرمال والأملاح ومخلفات الشهب المحترقة. كما يحتوي الغلاف الغازي على الماء بحالته الغازية (بخار الماء). وبخار الماء نسبته تتراوح بين ٠,٥٪- ٤٪.

وإذا ازدادت نسبة بخار الماء في الهواء تقل نسب الغازات الأخرى حسب نسبة الزيادة.

تبتعد الغازات هذه عن سطح الأرض وحسب وزنها. فالغازات الخفيفة مثل الأوزون توجد في طبقات الجو العليا, بينما الغازات الثقيلة مثل الأوكسجين والنتروجين فتوجد قرب سطح الأرض. الصفة الفيزيائية لمعظم هذه الغازات إنها لا تمتص الإشعاع الشمسي المباشر عدا غاز الأوزون الذي يمتص الأشعة فوق البنفسجية ليتكون. فالأوكسجين O_2 مع الأوكسجين الذري O يلتحمان ليكونا الأوزون O_3 عندما توجد الأشعة فوق البنفسجية UV وكما في المعادلة الآتية:



$$O + O_2.uv \rightarrow O_3 + Heat$$

يتضح من المعادلة إن الأوكسجين الذري والأوكسجين يستخدمان الأشعة فوق البنفسجية ليكونا غاز الأوزون الذي يحمي الأرض من هذه الأشعة الضارة ولا يسمح إلا بمرور كمية محددة ضرورية للحياة على الأرض. فالمعروف إن الأشعة البنفسجية تقتل الخلايا إذا زادت عن كميتها, وتنتشر الحياة الجرثومية بشكل كبير إذا اختفت. لذلك يعمل الأوزون على شكل مصفي يسمح بمرور الكمية المطلوبة لحفظ الحياة على الأرض. كما إن بخار الماء والماء في الغلاف الغازي يمتصان ويعكسان ويشتتان الأشعة الشمسية. أما بقية الغازات فإنها تميل إلى تشتيت الموجة الزرقاء من الإشعاع الشمسي المرئي وبذلك تبدو السماء زرقاء. بينما الغبار يشتت الموجة الحمراء من الإشعاع الشمسي المرئي وبذلك عندما تزداد كميته في الهواء يغلب اللون الأحمر على السماء. وبخار الماء يشتت جميع أطياف الأشعة المرئية وعلية تميل السماء إلى اللون الأبيض عندما تكون كمية بخار الماء كبيرة في الهواء. وبذلك يعتبر الغلاف الغازي شفافاً أمام الأشعة الشمسية لأنه يسمح بمرور معظمها. أما الأشعة الأرضية الطويلة فإنها تُمتص من قبل ثاني اوكسيد الكاربون وبخار الماء مما يسخن الغلاف الغازي.

٢-١-٢ تركيب الغلاف الغازي Atmospheric Structure

كما أسلفنا فان غازات الغلاف الغازي توجد فيه حسب وزنها. لذلك سيتكون الغلاف الغازي من عدة طبقات. وطبقات الغلاف الغازي تختلف باختلاف الزاوية التي ينظر إليه من خلالها. ما يهمنا نحن هنا هو كيف يتصرف الغلاف الغازي مع عناصر الطقس المختلفة. من هذا المنظار سيقسم الغلاف الغازي إلى أربعة طبقات رئيسية والى ثلاثة انطقة ثانوية. تقسيم الغلاف الغازي هنا تم على أساس كيفية تصرف درجة الحرارة في كل طبقة. فسوف نرى من خلال معالجة الموضوع إن لكل طبقة من الطبقات الرئيسية تأثير مختلف على درجة الحرارة, وذلك يعود إلى نوع الغازات التي تتواجد في تلك الطبقة. أما النطاقات الثانوية فهي ليست طبقات بالمعنى الحرفي للكلمة, وإنما انطقة انتقالية بين الطبقات, تتميز باحتوائها على صفات الطبقة التي أسفل منها والطبقة التي أعلى منها. التقسيم هذا يعكس بالضرورة نوعية الغازات الموجودة في كل طبقة.

يقسم الغلاف الغازي إلى أربعة طبقات رئيسية والى ثلاثة انطقة ثانوية وكما يأتي:

(١) طبقة التروبوسفير Troposphere (طبقة الاضطراب)

(٢) طبقة الستراتوسفير Stratosphere (طبقة المستويات)

(٣) طبقة الميزوسفير Mesosphere (الطبقة الوسطى)

(٤) طبقة الثرموسفير Thermosphere (الطبقة الحرارية)

أما النطاقات الثانوية فهي:

(١) نطاق التروبوبوز Tropopause

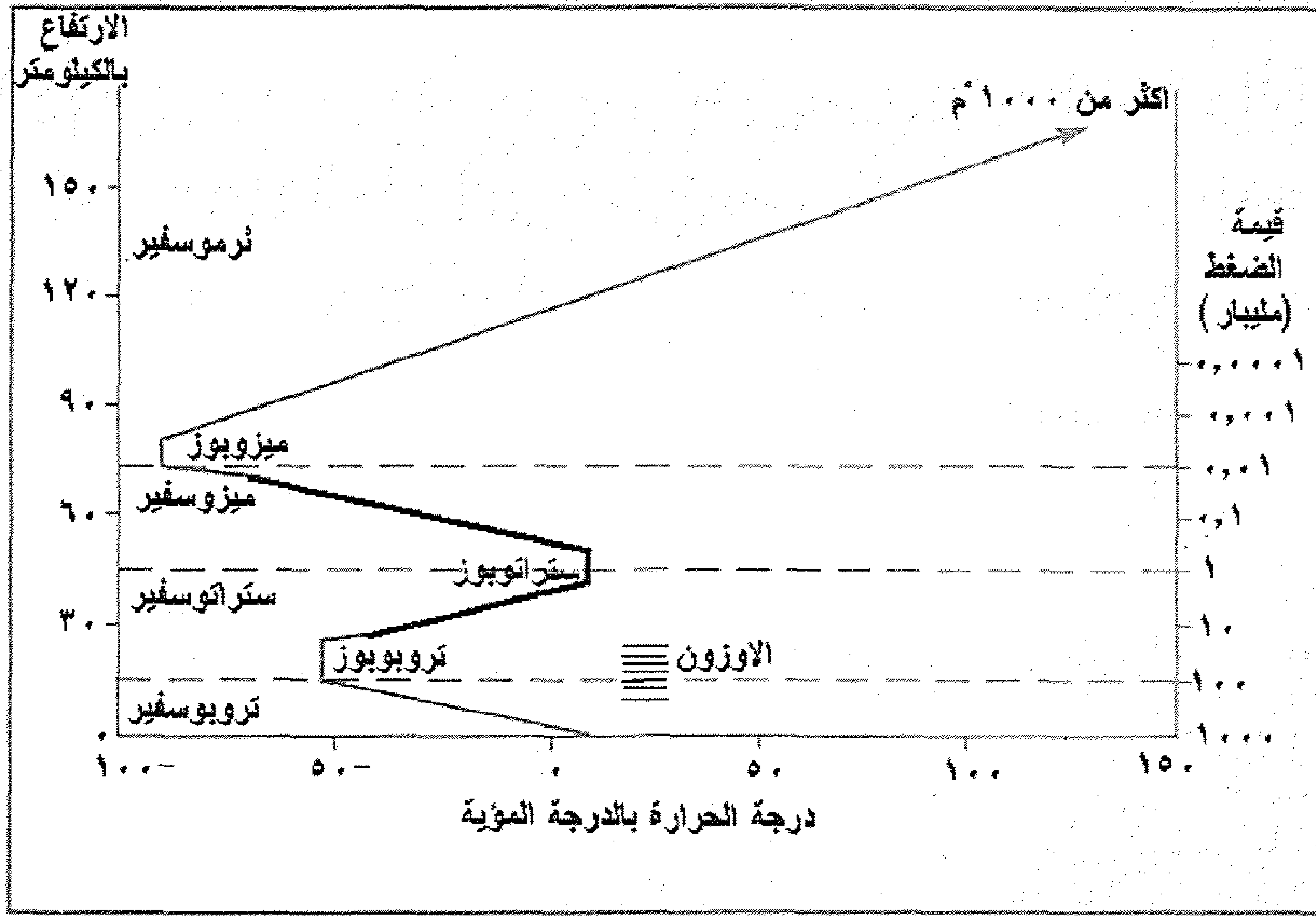
(٢) نطاق الستراتوبوز Stratopause

(٣) نطاق الميزوبوز Mesopause

الشكل (٢- ١) يوضح هذا التقسيم ويعطي معدل ارتفاع كل طبقة لان ارتفاعها يختلف باختلاف العروض التي تتواجد فوقها. فالحرارة المرتفعة تؤدي إلى ارتفاع الطبقة نتيجة تمدد الهواء، بينما العروض الباردة تؤدي إلى تقلص الطبقة نتيجة انكماش الهواء. وسنلاحظ هذا التباين واضحاً في الطبقة الأولى.

(١) طبقة التروبوسفير Troposphere:

ومعناها طبقة الاضطراب، حيث تحدث فيها كل الاضطرابات الجوية. ففيها كل بخار الماء، لذلك كل الأمطار تسقط منها. إن قدرة الماء على التحول إلى حالاته الثلاث ضمن درجة حرارة الأرض جعلت من غير الممكن لبخار الماء أن يغادر هذه الطبقة. فانخفاض درجة حرارة الهواء في أعلى هذه الطبقة إلى اقل من - ٥٠ °م يجعل الهواء غير قادر على حمل بخار الماء مما يؤدي إلى تكاثف كل بخار الماء قبل وصولة إلى أعلى هذه الطبقة. كما فيها أكثر من ٩٠٪ من الضغط الجوي، أي إن نسبة عالية من الهواء موجود فيها. وفيها ٧٥٪ من كتلة الهواء المكون للغلاف الغازي، كما إن معظم الإشعاع الأرضي يمتص فيها. حيث إن قرب الهواء من سطح الأرض يساعد على امتصاص الإشعاع الأرضي. فالطبقة الهوائية القريبة من سطح الأرض وبسمك كيلومتر واحد تسمى الطبقة الحدية وذلك لأنها تتأثر بسطح الأرض بشكل مباشر، حيث إن قوة الاحتكاك موجودة فيها كما إن التغيرات الحاصلة لسطح الأرض تؤثر فيها.



الشكل ٢- ١

طبقات الغلاف الغازي وأنطقته.

سمك هذه الطبقة فوق خط الاستواء يصل إلى ١٦ كم, وذلك لشدة التسخين مما يرفع الهواء كثيراً إلى الأعلى. أما سمكها فوق القطبين فلا يزيد عن ٨ كم. درجة الحرارة تتناقص في هذه الطبقة بالارتفاع وبمعدل ٦°م لكل كيلو متر ارتفاع. فقد تصل درجة الحرارة إلى اقل من - ٦٠°م في أعلى هذه الطبقة. إن سبب تناقص الحرارة بالارتفاع في هذه الطبقة يعود إلى:

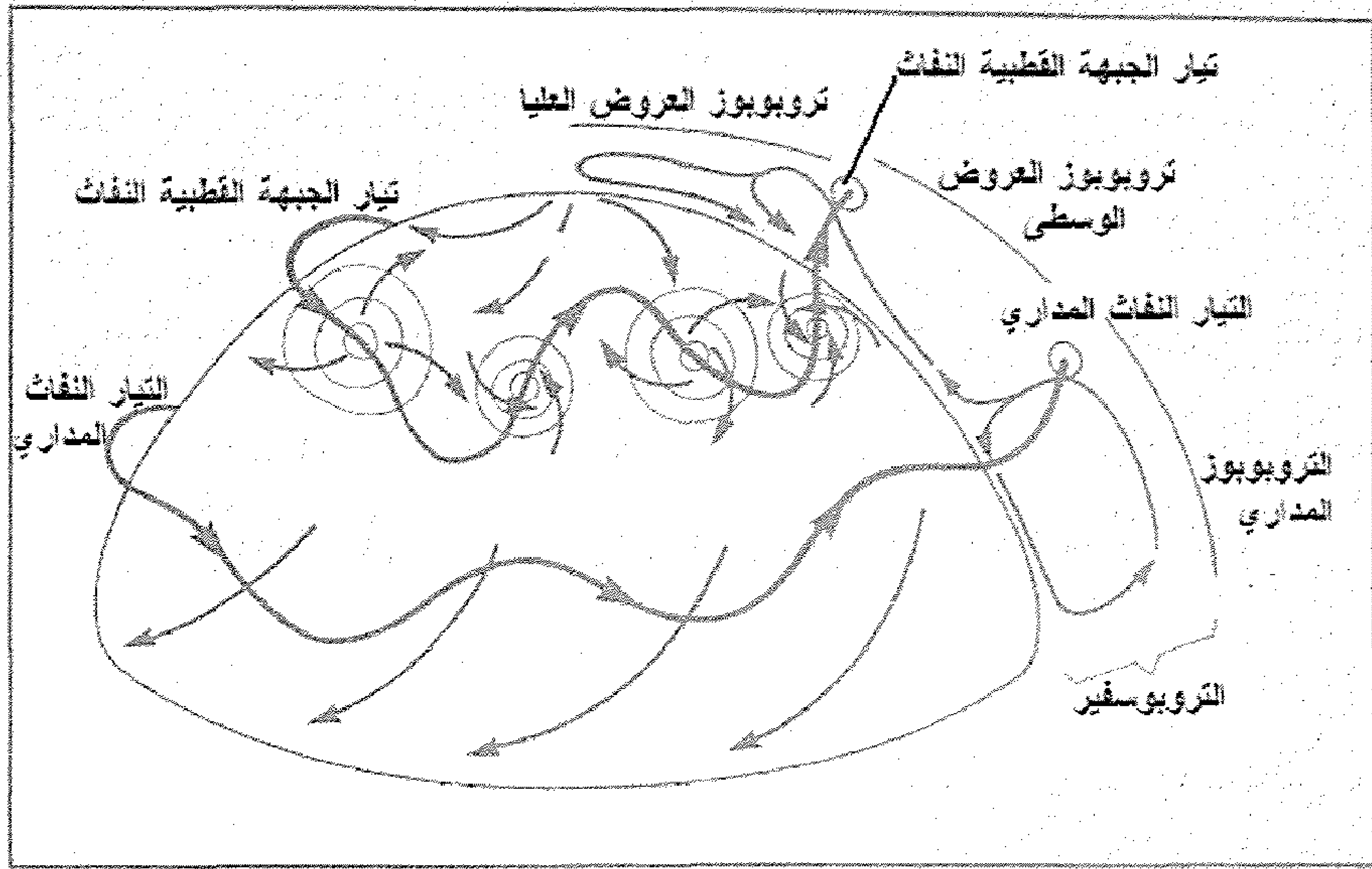
(أ) إن مصدر التسخين لهذه الطبقة هو الإشعاع الأرضي وذلك لوجود غاز ثاني اوكسيد الكاربون وبخار الماء القادران على امتصاص الإشعاع الطويل الموجة. لذلك كلما اقتربنا من الأرض زاد الامتصاص مما يرفع درجة الحرارة قرب سطح الأرض وتتناقص بالارتفاع.

(ب) إن الارتفاع يخفض الضغط الجوي مما يساعد الهواء على الانتشار أكثر، وبذلك تتوزع كمية الطاقة المكتسبة على وحدة المساحة. فلو فرضنا أن متر مربع من الهواء يمتص سعرة واحدة قرب سطح الأرض، ففي حالة رفعة إلى ارتفاع ٥٠٠ متر فانه سينتشر ليحتل حيز ٤ متر مربع وبذلك فان كمية الطاقة في هذا الارتفاع ستتوزع على ٤ متر مربع، أي إن كل متر مربع سيحصل على ربع سعرة، وبذلك تقل كمية الطاقة في وحدة المساحة مما يخفض درجة الحرارة.

تنتهي هذه الطبقة بنطاق يعزلها عن الطبقة اللاحقة يسمى نطاق التروبوبوز، وهو نطاق انقلاب حراري انتقالي يحمل صفات الطبقتين الأولى والثانية. ففيه جزء من غاز الأوزون، كما فيه امتدادات الغازات للطبقة الأولى، لذلك تستقر درجة الحرارة فيه. سمك هذا النطاق يصل إلى ٣كم، وهو مقطع وغير مستمر.

إن تقطع هذا النطاق سببه اختلاف سمك طبقة التروبوسفير فقد ذكرنا إن سمك الطبقة يختلف بسبب اختلاف التسخين. فيوجد نطاق التروبوبوز فوق المنطقة الاستوائية على ارتفاع ١٦كم، بينما فوق العروض الوسطى يكون على ارتفاع ١٢كم، وفوق القطبين على ارتفاع ٨كم (الشكل ٢- ٢).

إن لتقطع هذا النطاق أثار مناخية مهمة. فهو المكان الملائم لظهور التيارات النفاثة ومالها من تأثير مباشر على الطقس. التروبوبوز يمنع الهواء الساخن المتصاعد من سطح الأرض من الاستمرار بالتصاعد، لذلك يقتصر وجود التقلبات ألطقسية على الطبقة الأولى. فالانقلاب الحراري الذي يتميز به هذا النطاق يعمل مثل الغطاء المانع للهواء من الاستمرار بالتصاعد. يظهر بين تروبوبوزي العروض الوسطى والمدارية التيار النفاث المداري، وبين تروبوبوزي العروض العليا والوسطى تيار الجبهة القطبية النفاث.



الشكل ٢- ٢

تقطع التروبوبوز إلى ثلاثة قطع، المداري، والعروض الوسطى، والعليا.

(٢) طبقة الستراتوسفير **Stratosphere**:

وهي الطبقة الثانية ويصل ارتفاعها إلى ٥٠ كم عن سطح الأرض. حيث تبدأ من معدل ارتفاع ١٦كم إلى ارتفاع ٥٠كم. يتناقص الضغط الجوي فيها ولكن بشكل أبطئ من تناقصه في الطبقة الأولى، فيسجل ضغط مقداره ١٠٠ مليبار في أسفلها ويصل إلى ١ مليبار في أعلاها. لذلك فهي تحتوي على ٢٤٪ فقط من حجم الهواء. تخلو تماماً من أي تقلبات أو اضطرابات جوية، حيث لا يصل بخار الماء إلى هذه الطبقة كما ذكرنا فهي خالية من الغيوم، لذلك يكون الهواء فيها على شكل طبقات.

تعتبر هذه الطبقة مهمة جداً للحياة على سطح الأرض، لان فيها غاز الأوزون O_3 الذي يحدد كمية الأشعة الفوق بنفسجية الواصلة إلى سطح

الأرض. تعرف هذه الطبقة بأنها مصنع لغاز الأوزون. فقد ذكرنا سابقاً كيفية تكون غاز الأوزون في هذه الطبقة. لذلك تحتوي هذه الطبقة على ٩٥٪ من غاز الأوزون في الغلاف الغازي. وفي هذه الطبقة يوجد ما يطلق علية ألان فتحة الأوزون. فالملوثات الأرضية الغازية الخفيفة الوزن تتصاعد لتصل إلى هذه الطبقة فتعمل على تفتيت الأوزون. ولان تكون الأوزون فوق المناطق القطبية يكون قليلاً خاصة في فترات الليل القطبي الطويل. فان سمك الأوزون فوق هذه المناطق يقل كثيراً ويظهر على شكل فتحة عندما نصوره. أطلقت عليها فتحة الأوزون.

درجة الحرارة في هذه الطبقة تتزايد بالارتفاع. بسبب إن تكون الأوزون يحتاج إلى استهلاك كمية من الأشعة فوق البنفسجية القادمة من الشمس. لذلك كلما ارتفعنا في هذه الطبقة إلى الأعلى زاد استهلاك الطاقة فارتفعت درجة الحرارة. تسجل درجات حرارة متدنية جداً في أسفل هذه الطبقة حيث تسجل درجة حرارة – ٦٠°م. ولكنها في أعلى الطبقة ترتفع الحرارة لتتعدى الصفر المؤوي. لذلك تتصرف الحرارة في هذه الطبقة بشكل معاكس لتصرفها في الطبقة الأولى.

تنتهي هذه الطبقة بنطاق عازل هو نطاق الستراتوبوز. وفية كمية قليلة من الأوزون. كما تقل فيه بقية الغازات. لذلك تستقر فيه درجة الحرارة. وكما في النطاق الأول فان هذا النطاق هو نطاق انقلاب حراري. مما يمنع الأوزون من الانتقال إلى الطبقة الثالثة.

(٣) طبقة الميزوسفير Mesosphere:

الطبقة الثالثة من طبقات الغلاف الغازي. ويصل ارتفاعها إلى ٨٠كم. حيث تبدأ من ارتفاع ٥٠كم. تظهر فيها غيوم خفيفة تسمى الغيوم الفضية. تنخفض فيها درجة الحرارة بالارتفاع وذلك لخلوها من غاز الأوزون. كما إن الغازات

فيها قليلة، حيث يتراوح الضغط فيها بين ١ مليبار إلى ٠,٠١ مليبار. ليس لهذه الطبقة أي تأثير على الفعاليات ألطقسية على سطح الأرض كما نعرف لحد ألان. في الحقيقة إن الوصول إليها وتسجيل ما فيها من ضغط وحرارة ليس من السهولة. تنخفض فيها الحرارة بمعدل ٣°م لكل كيلو متر، حيث تكون الحرارة في أسفلها أكثر من الصفر، بينما تسجل حرارة في أعلاها – ٩٠°م. تنتهي هذه الطبقة بنطاق الميزوبوز، الذي هو نطاق انقلاب حراري حيث تستقر فيه درجة الحرارة.

(٤) طبقة الثرموسفير **Thermosphere**:

وهي الطبقة الرابعة والأخيرة من طبقات الغلاف الغازي، الغازات في هذه الطبقة متأينه، أي تحمل شحنات كهربائية، وخاصة في جزئها الأسفل. لذلك يعمل هذا الجزء عل إعادة الموجات القصيرة اللاسلكية إلى سطح الأرض. كما إن كهربائية هذه الطبقة هي المسئولة عن ظهور الشفق القطبي. غازات هذه الطبقة هي الأوكسجين O والنتروجين N الذريان، لذلك تعمل هذه الغازات على اقتناص الأشعة الشمسية فترتفع حرارتها بشكل كبير جداً. ارتفاع هذه الطبقة يصل إلى ٢٠٠– ٤٠٠كم عن سطح الأرض. الحقيقة إن الاختلاف في تقدير ارتفاع هذه الطبقة يعود إلى إن الغازات في هذه الطبقة نادرة لعدم وجود أي ضغط مسلط عليها، لذلك تتحرك الغازات بحرية كبيرة وتكون سرعتها كبيرة جداً. بعبارة أخرى إن الذي يصل إلى هذه الطبقة ولنفرض إن لديه جهاز يتحسس وجود الغازات فان هذا الجهاز سيعطيه إشارات متقطعة فقد يقطع عدة كيلومترات دون أن يعثر على عنصر غازي. الحرارة ترتفع في هذه الطبقة بالارتفاع وبشكل سريع جداً، فقد تصل الحرارة في هذه الطبقة إلى ٢٠٠٠°م. لذلك يلاحظ أن مركبات الفضاء عندما تعود إلى الأرض فان جسمها الخارجي ترتفع حرارته بشكل كبير جداً عندما تدخل الغلاف الغازي، أي عندما تدخل هذه الطبقة. فبالإضافة إلى أن الاحتكاك بالهواء يرفع حرارة الجسم الخارجي

للمركبة. فان احتفاظ غازات هذه الطبقة بدرجات حرارة عالية تساهم في رفع درجة حرارة الجسم الخارجي للمركبة.

٢- ١- ٣ الغلاف الغازي والإشعاع الشمسي
Solar Radiation and Atmosphere

الإشعاع الشمسي Solar Radiation هو مصدر الطاقة الأساسي للغلاف الغازي والأرض. ولكن الهواء لا يسخن من الإشعاع الشمسي المباشر لان الهواء غير قادر على امتصاص الأشعة القصيرة الموجة Short Waves في حين يسخن الهواء من الإشعاع الأرضي لأنه طويل الموجة Long Waves. الأطوال الموجية للأشعة المنبعثة من الأجسام تتناسب عكسيا مع درجة حرارة الجسم. ولان درجة حرارة السطح الخارجي للشمس 6000ْم فأنها تبعث أشعة معظمها قصيرة الموجة. ومعدل الطول الموجي للإشعاع الشمسي هو ٠,٥ ميكرون. بينما معدل درجة حرارة سطح الأرض 15ْم فأنها تبعث أشعة ذات أمواج أطول ويتراوح معدل الطول ألموجي للأشعة الأرضية Terrestrial Radiation بين ٨- ١٢ ميكرون. وهذه الأشعة هي التي يستطيع غاز ثاني اوكسيد الكاربون CO_2 وبخار الماء من امتصاصها لترفع حرارته. بينما يمكن لمعظم الإشعاع الشمسي أن ينفذ من خلال الهواء ليصل سطح الأرض. لذلك يعتبر الغلاف الغازي شفافاً بالنسبة للأشعة الشمسية ومعتماً بالنسبة للأشعة الأرضية.

٢- ٢ الطاقة الشمسية Solar Power

الشمس عبارة عن كتلة من الغازات الملتهبة. محيطها حوالي ١,٤ مليون كم وهي بذلك أكبر من الأرض بـ ١٠٠ مرة. وتدور الشمس حول نفسها بفترة ٢٧ يوما تقريبا . وتطلق الطاقة من الشمس نتيجة التفاعل النووي بين الغازات المكونة للشمس من الكاربون والنتروجين النوويين والهيدروجين مكوناً الهليوم. أن هذا التفاعل تنتج منه طاقة هائلة. لذلك تقدر درجة حرارة الشمس من

الداخل بحوالي ٢٠ مليون درجة مؤوية. وتقدر درجة حرارة الشمس من الخارج ب 6000ك. وهي بذلك تشبه الجسم الأسود في إشعاعها. والشمس تشع بكل الأطوال الموجية، ولكن معدل إشعاعها يكون بالطول ألموجي ٠,٥ ميكرون. ولتسهيل الأمر فإننا سنقسم الإشعاع الشمسي حسب الطول ألموجي إلى ثلاثة أقسام:

(١) الأشعة فوق البنفسجية **Ultraviolet**:

وتبدأ من الطول ألموجي ٠,٠١- ٠,٤ ميكرون وتشمل أشعة كاما واكس والأشعة فوق البنفسجية. وتكون حوالي ٨٪ من الإشعاع الشمسي الواصل إلى أعلى الغلاف الغازي.

(٢) الأشعة المرئية **Visible**:

وتبدأ من الطول ألموجي ٠,٤- ٠,٧٥ ميكرون، وتحتوي على الطيف الشمسي المرئي من اللون البنفسجي إلى اللون الأحمر. وتكون حوالي ٤١٪ من الإشعاع الشمسي الواصل إلى أعلى الغلاف الغازي.

(٣) الأشعة تحت الحمراء:

وتبدأ من الطول ألموجي ٠,٧٥ ميكرون إلى أطوال تصل إلى المليمترات. وتكون حوالي ٥١٪ من الأشعة الشمسية الواصلة إلى أعلى الغلاف الغازي.

تنتقل الطاقة من الشمس إلى الأرض بالإشعاع Radiation . وبعد دخول الإشعاع الغلاف الغازي يضاف التوصيل Conduction والحمل Convection إلى طرق انتقال الطاقة. فالتوصيل لا يعمل إلا من خلال الأجسام ألصلبة القابلة للتوصيل ويكون بطيئاً، أما الحمل فأنه يعمل فقط في السوائل والغازات وهو أسرع وأوسع من التوصيل ويلعب دوراً اكبر في الغلاف الغازي. لذلك فان أهم طريقة لانتقال الطاقة بين الشمس والغلاف الغازي تكون بالإشعاع، لان الفضاء الخارجي الخالي من الهواء لا تنتقل فيه الأشعة إلا بواسطة موجات الإشعاع

التي لا تحتاج إلى وسيط لنقلها. فجميع الأجسام التي تكون درجة حرارتها أعلى من(صفرْ ك) تشع بأطوال موجية تتناقص كلما ارتفعت حرارتها. ولان الشمس جسم ملتهب ذا حرارة مرتفعة فانه يشع بأطوال موجية مختلفة معدلها ٠,٥ ميكرون. لذلك فان الإشعاع الشمسي يمكن أن يصل إلى أعلى الغلاف الغازي من الشمس حاملا طاقة مقدارها ٢ سعرة/ سم^{2}/ دقيقة وتعادل ١٣٩٥ واط/م^{2}. هذه الكمية من الطاقة تسمى الثابت الشمسي. هذه الكمية من الطاقة إذا حسبت على الأرض ككل تعادل كمية من الطاقة تولد من ١٨٠ مليون محطة توليد طاقة كهربائية على الأرض, أو هي أكثر بمائة مرة من كمية الطاقة التي يستهلكها الإنسان على الأرض خلال سنة كاملة. والأرض بدورها بعد أن تسخن من الإشعاع الشمسي تشع, ولكن بأطوال موجية أطول من الإشعاع الشمسي. فقد ذكرنا أن الطول الموجي الصادر من الأجسام يتناسب عكسياً مع درجة حرارة الجسم المشع. لذلك تشع الأرض بأطوال موجية طويلة أطول من الأطوال الموجية للشمس حيث تتراوح بين ٨- ١٢ ميكرون.

إن كمية الطاقة والمقدرة بغرام - سعرة والساقطة على السنتمتر المربع الواحد بالدقيقة تقاس باللانكلي, لذلك تحسب كمية الطاقة باللانكلي في أعلى الغلاف الغازي حيث يصل ١,٩٤ لانكلي بالدقيقة. هذه الكمية التي تسمى الثابت الشمسي تتباين في اليوم الواحد بمقدار ١,٥٪. مجموع الطاقة الشمسية الواصلة إلى أعلى الغلاف الغازي وحسب دوائر العرض المختلفة وفي أيام السنة المختلفة كما في الجدول (٢- ٢). يلاحظ من الجدول أن كمية الطاقة الواصلة إلى دائرة عرض ٤٠° شمالاً تكون ٩٩١ لانكلي في اليوم في حدها الأقصى في ٢٢ حزيران, وتنخفض إلى ٣١٧ لانكلي باليوم في حدها الأدنى في ٢٢ كانون الأول. السبب في ذلك يعود إلى ميلان محور الأرض باتجاه النجم القطبي. ففي كانون الأول ونتيجة لهذا الميلان يكون ارتفاع الشمس عند الظهيرة في ٢٢ كانون الأول على دائرة عرض ٤٠° شمالاً بزاوية مقدارها ٢٥,٥°. بينما في

٢٢ حزيران وعند الظهيرة يكون بزاوية مقدارها ٧٢,٥°. لذلك ستنتشر الأشعة في كانون الثاني على مساحة اكبر من انتشارها في حزيران. كما إن الميلان في المحور يؤدي إلى اختلاف طول الليل والنهار على دائرة العرض الواحدة خلال السنة. ففي حزيران يكون طول النهار على دائرة عرض ٤٠° حوالي ١٥ ساعة, وهذا يعني أن معدل الطاقة الواصلة بالدقيقة هي ١,١ لانكلي بالدقيقة. في حين يكون طول النهار في كانون الأول ٩,٤٤ ساعة باليوم, مما يؤدي إلى وصول فقط ٠,٥٧ لانكلي باليوم الواحد.

تبين الأرقام في الجدول (٢- ٢) إن أعلى كمية يومية تصل إلى النصف الشمالي تكون في ٢٢ حزيران, وعند دائرة عرض ٩٠° شمالاً, حيث يستلم القطب الشمالي ١٠٧٧ لانكلي يومياً. وبتقسيم هذه الكمية على عدد ساعات الشروق باليوم الواحد في القطب والتي هي ٢٤ ساعة, يكون معدل الطاقة الواصلة هو ٠,٧٥ لانكلي بالدقيقة الواحدة. هذه الكمية اقل من الكمية الواصلة إلى دائرة عرض ٤٠° شمالاً والتي هي ١,١ لانكلي بالدقيقة. ولكن طول النهار في القطب الذي يزيد بتسعة ساعات يومياً عن طول النهار في دائرة عرض ٤٠° يعوض عن ذلك فترتفع كمية الطاقة اليومية الواصلة إلى القطب عن كمية الطاقة اليومية الواصلة إلى دائرة عرض ٤٠°.

في ٢٢ كانون الثاني يستلم القطب الجنوبي أعلى كمية يومية وهي ١١٤٩ لانكلي باليوم, ويعني ٠,٨ لانكلي بالدقيقة. عند دائرة عرض ٢٠° جنوباً يكون طول النهار ١٣,٣٥ ساعة, وعند دائرة عرض ٣٠° جنوباً يكون طول النهار ١٤,٠٨ ساعة. هذا يعني أن معدل ١,٢٥ لانكلي بالدقيقة يصل إلى دائرة عرض ٢٠°, ومعدل ١,٢٣ لانكلي بالدقيقة يصل إلى دائرة عرض ٣٠°. لذلك ونتيجة هذا الاختلاف في طول النهار يستلم القطب الجنوبي أعلى كمية طاقة باليوم.

الشكل ٢-٢: كمية الطاقة الواصلة الى اعلى الغلاف الغازي بالالنكلي حسب دوائر العرض ولايام من السنة مختلفة.

دوائر العرض	آذار ٢١	نيسان ١٣	أيار ٦	أيار ٢٩	حزيران ٢٢	تموز ١٥	آب ٨	آب ٣١	أيلول ٢٣	ت ١ ١٦	ت ٢ ٨	ت ٢ ٣٠	ك ١ ٢٢	ك ٢ ١٣	شباط ٤	شباط ٢٦
٩٠° ش		٤٢٣	٧٧٢	٩٩٩	١٠٧٧	٩٩٤	٧٦٥	٤١٨								
٨٠°	١٥٥	٤٢٣	٧٦٠	٩٨٤	١٠٦٠	٩٨٠	٧٥٤	٤١٨	١٥٣	٧						٧
٧٠°	٣٠٧	٥٢٥	٧٤٩	٩٣٩	١٠١٣	٩٣٤	٧٤٢	٥١٩	٣٠٣	١٢٩	٢٤				٢٤	١٣١
٦٠°	٤٤٧	٦٣٥	٨٠٩	٩٣٤	٩٧٩	٩٢٩	٨٠١	٦٢٩	٤٤٢	٢٧٣	١٤٦	٧٢	٤٩	٧٣	١٤٦	٢٧٦
٥٠°	٥٧٥	٧٣٢	٨٦٧	٩٥٨	٩٨٩	٩٥٤	٨٥٩	٧٢٥	٥٦٨	٤١٤	٢٨٦	٢٠٤	١٧٦	٢٠٥	٢٨٩	٤١٩
٤٠°	٦٨٦	٨٠٧	٩١٠	٩٧٢	٩٩١	٩٦٧	٩٠١	٧٩٨	٦٧٧	٥٤٥	٤٢٩	٣٤٨	٣١٧	٣٥٠	٤٣٤	٥٥٣
٣٠°	٧٧٥	٨٦٥	٩٢٩	٩٦٧	٩٧٥	٩٦٠	٩٢١	٨٥٦	٧٦٥	٦٦٣	٥٦٤	٤٩٢	٤٦٦	٤٩٤	٥٦٨	٦٧٠
٢٠°	٨٤١	٨٩٤	٩٢٣	٩٣٥	٩٣٥	٩٣٠	٩١٦	٨٨٤	٨٣١	٧٦٠	٦٨٥	٦٢٧	٦٠٥	٦٣٠	٦٩١	٧٦٩
١٠° ش	٨٨٢	٨٩٧	٨٩٣	٨٨١	٨٧٣	٨٧٧	٨٨٦	٨٨٧	٨٧١	٨٣٥	٧٨٩	٧٤٨	٧٣٣	٧٥٢	٧٩٥	٨٤٥
٠°	٨٩٥	٨٧٣	٨٣٧	٨٠٤	٧٩٠	٨٠٠	٨٣٠	٨٦٣	٨٨٥	٨٨٦	٨٧٠	٨٥١	٨٤٣	٨٥٥	٨٧٨	٨٩٦
١٠° ج	٨٨٢	٨٢٤	٧٦٠	٧٠٧	٦٨٧	٧٠٤	٧٥٣	٨١٤	٨٧١	٩١٠	٩٢٧	٩٣١	٩٣٣	٩٣٦	٩٣٦	٩٢١
٢٠°	٨٤١	٧٥٠	٦٦٠	٥٩٣	٥٦٧	٥٩٠	٦٥٤	٧٤١	٨٣١	٩٠٧	٩٥٩	٩٨٨	٩٩٩	٩٩٣	٩٦٨	٩١٨
٣٠°	٧٧٥	٦٥٤	٥٤٣	٤٦٥	٤٣٦	٤٦٣	٥٣٨	٦٤٦	٧٦٥	٨٧٧	٩٦٤	١٠٢٠	١٠٤١	١٠٢٥	٩٧٣	٨٨٨
٤٠°	٦٨٦	٥٣٨	٤١٣	٣٢٩	٢٩٧	٣٢٨	٤٠٩	٥٣٣	٦٧٧	٨١٩	٩٤٤	١٠٢٧	١٠٥٩	١٠٣٢	٩٥٣	٨٢٨
٥٠°	٥٧٥	٤٠٨	٢٧٦	١٩٣	١٦٥	١٩٢	٢٧٤	٤٠٤	٥٦٨	٧٤٣	٩٠١	١٠١٤	١٠٥٦	١٠١٨	٩٠٩	٧٥٢
٦٠°	٤٤٧	٢٦٩	١٤٠	٦٨	٤٧	٦٨	١٣٩	٢٦٦	٤٤٢	٦٤٤	٨٤٠	٩٨٧	١٠٤٦	٩٩٢	٨٤٧	٦٥٢
٧٠°	٣٠٧	١٢٧	٢٣				٢٣	١٢٦	٣٠٣	٥٣٢	٧٧٨	٩٩٣	١٠٨١	٩٩٨	٧٨٥	٥٣٩
٨٠°	١٥٥	٧						٧	١٥٣	٤٢٩	٧٩٠	١٠٤١	١١٣٣	١٠٤٦	٧٩٦	٤٣٤
٩٠° ج										٤٢٩	٨٠١	١٠٥٦	١١٤٩	١٠٦٢	٨٠٩	٤٣٤

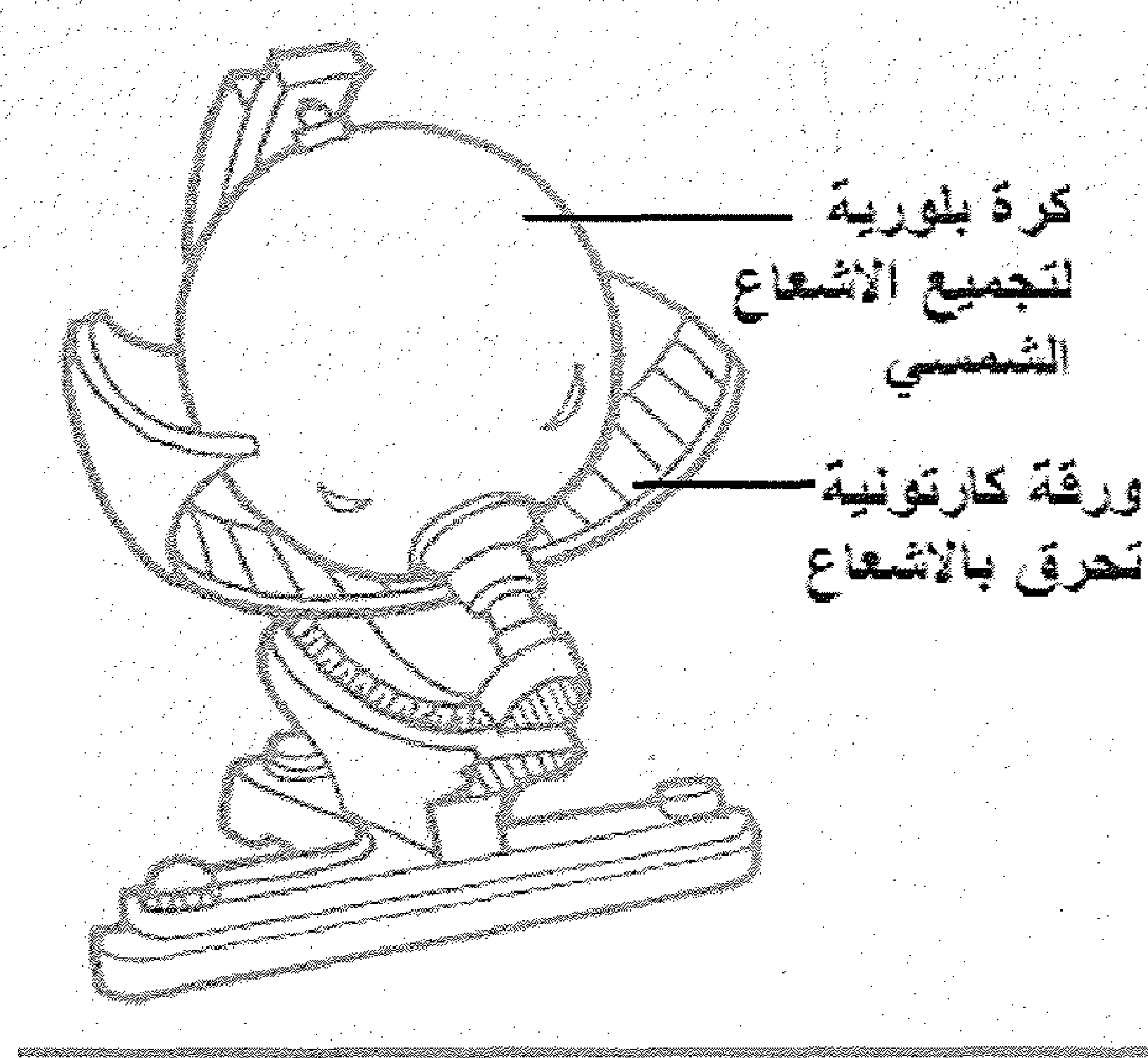
ان أعلى كمية طاقة بالدقيقة في ٢٢ حزيران تصل إلى دائرة عرض ٢٣.٥° شمالاً وهو مدار السرطان لان الشمس تكون عليه عمودية. ولكن طول النهار الذي هو اقصر من طول النهار القطبي يؤدي إلى استلام المدار كمية طاقة اقل من القطب. كما إن أعلى كمية طاقة بالدقيقة في ٢٢ كانون الأول تصل إلى دائرة عرض ٢٣.٥° جنوباً وهو مدار الجدي لان الشمس تكون عمودية عليه. ولنفس السبب فان اختلاف طول النهار بين القطب ومدار الجدي يجعل القطب الجنوبي يستلم طاقة اكبر من الطاقة المستلمة عند مدار الجدي.

٢- ٢- ١ أجهزة قياس الطاقة الشمسية
Solar Radiation Instruments

سنستعرض هنا جهازان لقياس الإشعاع الشمسي. الأول يقيس صفاء السماء، والثاني يقيس الإشعاع الشمسي المباشر.

(١) كرة كامبل البلورية **A Campbell-Stokes sunshine recorder**:

وهي عبارة عن كرة زجاجية تحمل بحامل معدني وتوضع تحتها ورقة كارتون مطبوع عليها النهار بالساعات. عندما تشرق الشمس وتكون السماء صافية، فان الإشعاع الشمسي الساقط على هذه الكرة سيُجمع ليخرج من الجانب الثاني من الكرة على شكل إشعاع مُجمع يؤدي إلى حرق الورقة الكارتونية (الشكل ٢- ٣). لو حجبت الشمس بالغيوم أو بأي عائق أخر كالضباب أو الغبار فان الإشعاع الواصل يكون ضعيفاً ولا يحرق ورقة الكارتون. ولو صفت السماء من جديد فان الأشعة ستحرق الورقة من جديد ويظهر على الورقة جزء غير محروق هو الفترة التي حجبت فيها الشمس.



الشكل ٢- ٣

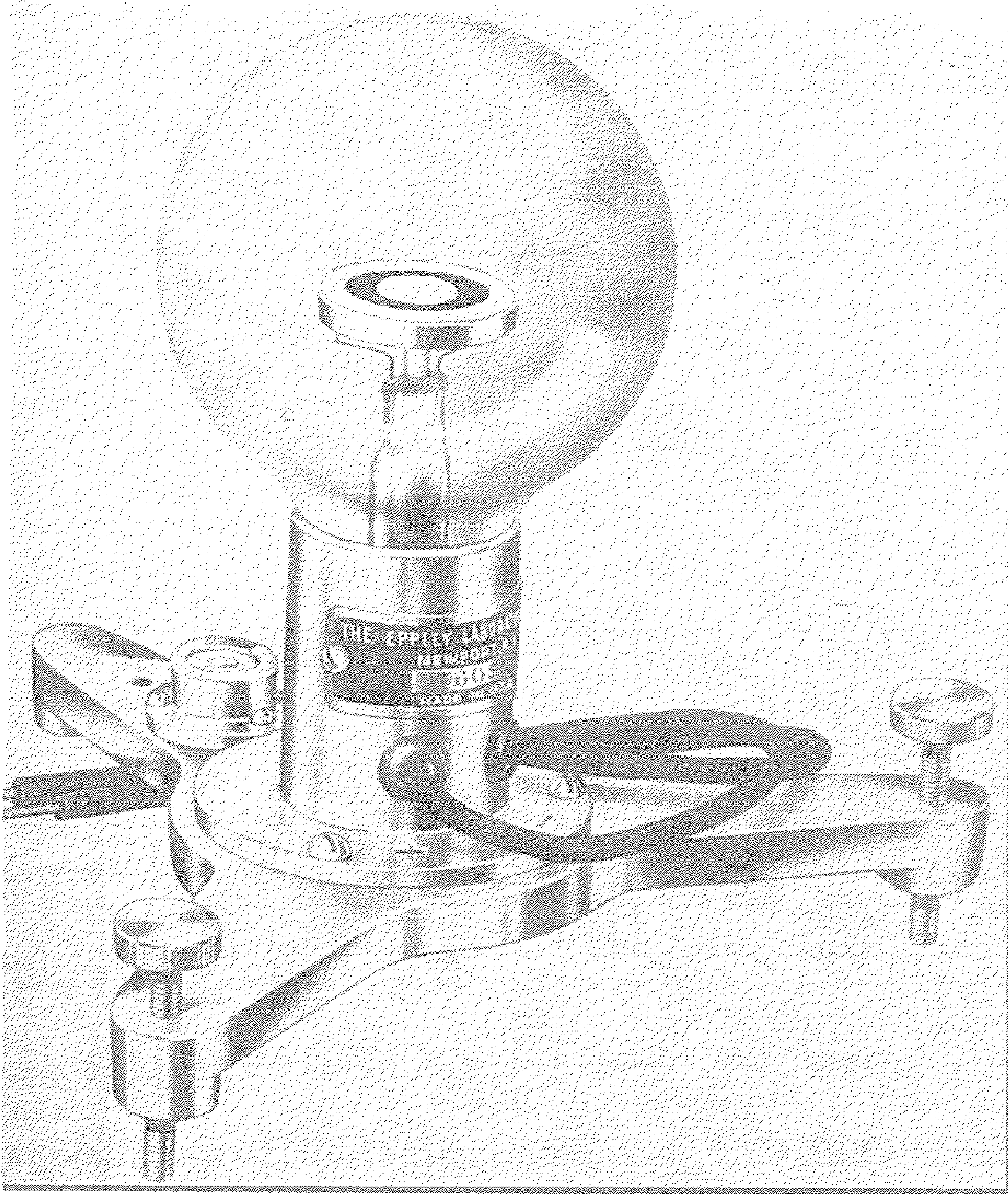
كرة كامبل لقياس فترة الإضاءة.

إن طول فترة النهار مهمة لأنها تعطي فكرة عن طول الفترة التي تتلقى فيها الأرض الإشعاع الشمسي. وطول النهار نوعان، النهار النظري، وهو طول النهار المحسوب فلكياً. والنهار العملي، وهو الفترة التي تظهر فيها الشمس من دون أن يحجب إشعاعها شيء. فقد يكون النهار النظري ١٢ ساعة، ولن النهار العملي لا يزيد عن ٦ ساعات، حيث تحجب الشمس بالغيوم لستة ساعات.

(٢) جهاز قياس الطاقة **pyranometer**:

وهو جهاز يستعمل الطاقة الكهربائية لتسجيل كمية الطاقة الواصلة إلى تلك النقطة. يتكون الجهاز من قطعتي معدن في أعلى الجهاز واحدة مطلية بالأبيض والأخرى مطلية بالأسود. الجزء الأسود يُمتص كل الأشعة لذلك تحول إلى نبضات كهربائية لتحول في الجهاز إلى كمية طاقة (الشكل ٢- ٤). ولتفادي تأثير الأشعة المبعثرة على كمية الطاقة فان متحسس ثاني يوضع في الظل

لتفادي التعرض للأشعة المباشرة وبذلك يقيس هذا المتحسس الأشعة المبعثرة فقط. وبطرح كمية الأشعة المبعثرة من كمية الأشعة المسجلة في المتحسس الأول الذي يستلم الأشعة الشمسية يكون الناتج صافي الإشعاع الشمسي الواصل إلى الأرض أو إلى تلك النقطة في الوقت المحدد.



الشكل ٢- ٤

جهاز قياس الطاقة الشمسية المباشرة.

٢-٢-٢ كمية الطاقة الشمسية الواصلة للأرض Solar Constant

يمكن تشبيه الأرض بحبة رمل قياسا إلى الشمس التي ستكون على شكل مصباح كهربائي بحجم كرة القدم. المسافة بين المصباح وحبة الرمل ٩١,٥ متر. لذلك فان نسبة ما يصل من الإشعاع إلى حبة الرمل سيكون قليلاً جداً. وهكذا فان الأرض التي تبعد عن الشمس بمعدل ١٥٠ مليون كم سوف تستلم كميات قليلة جداً من الإشعاع الشمسي تقدر بـ ٢,٦ ×١٥^١٨ سعرة / دقيقة. هذه الكمية الكلية التي تستلمها الأرض خلال دقيقة تساوي الطاقة التي تنتج من مكائن توليد الكهرباء خلال سنة. ويمكن القول أن كمية الطاقة الواصلة أعلى الغلاف الغازي ثابتة, لذلك يطلق عليها (الثابت الشمسي Solar Constant). معدل قيمة الثابت الشمسي السنوي هو ١,٩٤ سعرة/سم٢/دقيقة. هذه المعلومات تم أخذها من قياس المركبات الفضائية وصواريخ القياس والمناطق الجبلية ذات الارتفاعات الكبيرة. الثابت الشمسي ليس ثابتاً على المدى القصير, حيث تختلف كمية الطاقة بين يوم وأخر وبين فصل وأخر, حيث يختلف بمقدار ٣,٥٪ بين سنة وأخرى. فالثابت الشمسي ما هو إلا معدل سنوي. كما إن الثابت الشمسي يتغير كثيراً على المدى الطويل.

فالتغيير في علاقة الأرض بالشمس حسب ما يسمى بالنظرية الفلكية يحتم تغيير هذه الكمية من الطاقة. وفيما يأتي شرح مفصل لأسباب اختلاف الإشعاع الشمسي الواصل على المديين القصير والطويل.

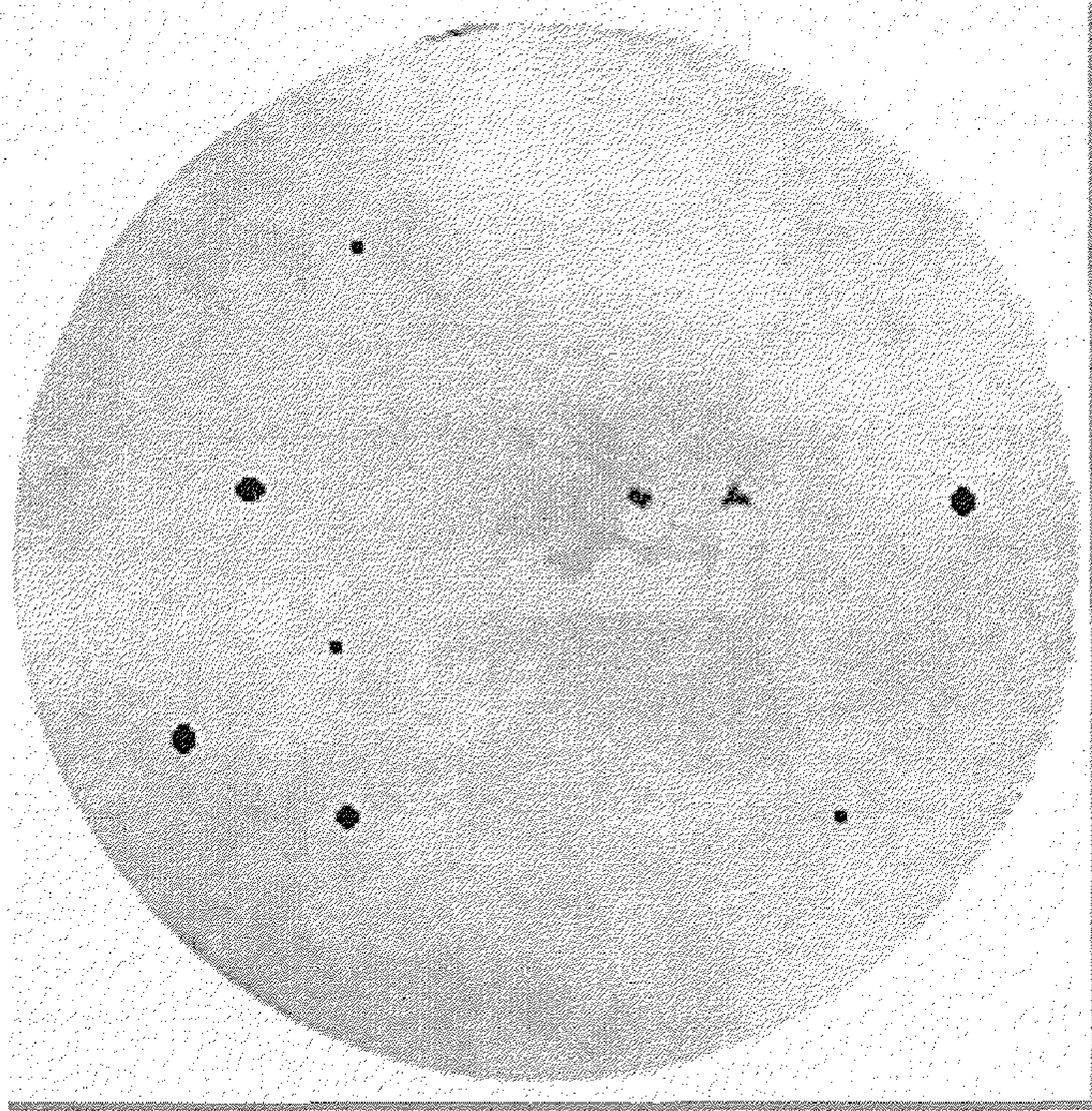
٢-٢-٢-١ نظرية البقع الشمسية Sun Spots

وهي من النظريات التي تعالج اختلاف كمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى الأرض على المدى القصير. فرغم قدم هذه النظرية إلا أن استخدامها يتجدد. ومفهوم هذه النظرية هو أن الشمس عبارة عن جسم غازي يتكون من ٧٠٪ من

الهيدروجين و٢٥٪ من الهليوم. يتحول النتروجين إلى هليوم عن طريق التفاعل النووي. هذه الانفجارات النووية تولد طاقة لكل غرام من الهيدروجين يتحول إلى هليوم مقدارها ١٥٠,٠٠٠,٠٠٠ كيلو سعرة. وتستمر الغازات في التهابها نتيجة الانفجارات النووية التي تحدث في الشمس والتي تكون مسئولة عن الطاقة الهائلة المنبعثة من الشمس.

الانفجارات النووية هذه تؤدي إلى خروج السنة اللهب إلى بعد كبير عن السطح الخارجي للشمس والى الفضاء المحيط بالشمس. ولان السنة اللهب هذه تبرد بسرعة عند ابتعادها عن السطح الخارجي، فإنها تبدو على شكل بقع سوداء للناظر إليها من الأرض (الشكل ٢- ٥). معنى ذلك إن كثرة هذه البقع يشير إلى نشاط شمسي كبير وقلتها تشير إلى نشاط شمسي قليل. والنشاط الشمسي الكبير يعني انبعاث كمية كبيرة من الطاقة إلى الفضاء الخارجي، مما يعني وصول كميات اكبر من الطاقة إلى الأرض عندما تكون البقع كثيرة.

والحقيقة إن الفرق بين النشاط العالي والواطئ للشمس يعطي طاقة تزيد بحوالي ٢٪ في النشاط العالي عن النشاط الواطئ. ولما كانت قوة هذه الانفجارات تحدث بشكل دوري، فان هناك فترة تكون فيها البقع قليلة وأخرى تكون فيها البقع كثيرة. وتقدر هذه الفترة بحوالي ١١ سنة. هذه المعلومات هي التي أغرت المناخيين في الماضي للاعتقاد بوجود دورة مناخيه أمدها ٣٥ سنة. وستستمر الشمس حسب تقدير كمية الهيدروجين الموجود فيها إلى إعطاء الطاقة للـ ٦٠٠٠ مليون سنة القادمة. ويعتقد بعض العلماء إن تغيير تركيب الشمس في المستقبل سيؤدي إلى تغيير كمية الطاقة المنبعثة منها خلال ٥٠٠٠- ١٠٠٠٠ مليون سنة القادمة.



الشكل ٢– ٥

البقع الشمسية كما تظهر على سطح الشمس من خلال النظر بتلسكوب.

في دراسة ظهرت في السبعينيات لفلكيين تبين أن الفترة الواقعة بين ١٦٤٥ و ١٧١٥ قد تميزت باختفاء البقع الشمسية. وفي دراسة ثانية، جرت محاولة لربط هذا الاختفاء للبقع بالمناخ الذي ساد أوربا في تلك الفترة. وباستعمال نسبة تكرار الوهج القطبي أو نسبة كاربون ١٤ في حلقات الأشجار كمعبر عن فترات قلة أو زيادة النشاط الشمسي مع فترات انخفاض وارتفاع درجات الحرارة. كانت النتيجة أن هناك توافقاً جيداً مع دورة الشمس. فقد مرت فترة على أوربا من نهاية القرن السابع عشر إلى بداية القرن الثامن عشر سميت بالعصر الجليدي الصغير Little Ice Age. شهدت هذه الفترة انخفاض في درجة الحرارة يتطابق تماماً مع فترة اختفاء البقع الشمسية. وقد خلصت

الدراسة إلى إن التغيير في النشاط الشمسي مسئول عن التغير المناخي والذي قد يستمر بين ٥٠ إلى مئات السنين. ولكن السؤال الذي مازال مطروحاً هو كيف نوفق بين دورة ١١ سنة والتغير ألمناخي. إن هذه النظرية توضح بجلاء لا لبس فيه إن كمية الطاقة الواصلة إلى الأرض تختلف كل ١١ عام مما يعني أن لا ثابت شمسي على المدى القصير. لذلك فان تتبع النشاط الشمسي يكون مهماً لحساب كمية الطاقة الشمسية الواصلة للأرض في الوقت المطلوب.

٢- ٢- ٢- ٢ النظرية ألفلكية Astronomical Theory

أما على المدى الطويل والمقدر بآلاف السنين فان كمية الطاقة الواصلة إلى الأرض سوف تختلف باختلاف موضع الأرض من الشمس وحسب ما جاء بالنظرية الفلكية. هناك مجموعة من النظريات ألفلكية التي تشير إلى أن كمية الإشعاع الشمسي الواصل إلى سطح الأرض غير ثابت عبر العصور. فعلاقة الأرض بالشمس تحدد إلى مدى كبير كمية الطاقة الواصلة وبالتالي نوع المناخ السائد. وموقع الأرض الحالي من الشمس هي التي حددت نوع المناخ الحالي السائد استناداً إلى كمية الطاقة الواصلة ألان. واستناداً إلى هذه الحقيقة، فقد استفاد علماء المناخ من نظريات فلكيه ظهرت في الأربعينيات من هذا القرن. وهذه النظريات التي وضعها مليوتن ميلانكوفتش اليوغسلافي Milutin Milan Kovitch تشير إلى أن موقع الأرض من الشمس ليس ثابتاً، ويتغير بثلاثة طرق:

١- الشكل البيضوي لدوران الأرض حول الشمس والشكل الدائري Eccentricity

تؤكد هذه النظرية إن الأرض تغير شكل دورتها حول الشمس بين الشكل البيضوي والشكل الدائري. ففي كل ١٠٠,٠٠٠ الى ٩٠,٠٠٠ سنة يتغير شكل دورة الأرض من الشكل البيضوي إلى الشكل الدائري. ففي الشكل البيضوي للدوران تقترب الأرض من الشمس في كانون الثاني (يناير) فتصبح المسافة

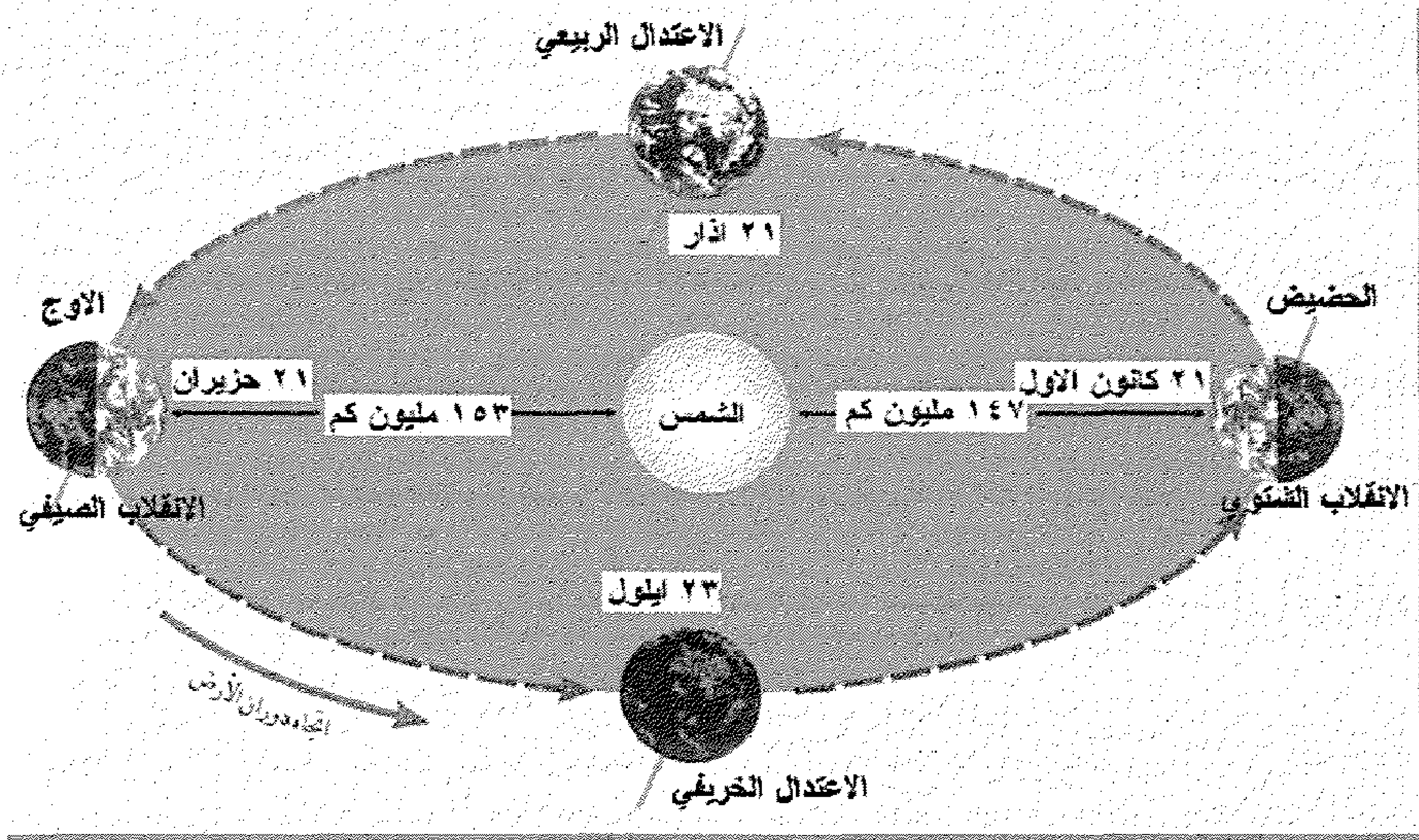
بينهم ١٤٧ مليون كم، وهذا ما يسمى بالحضيض. وتبتعد الأرض عن الشمس في تموز (يوليو) بمسافة ١٥٢ مليون كم، وهذا ما يسمى بالأوج (الشكل٢- ٦).

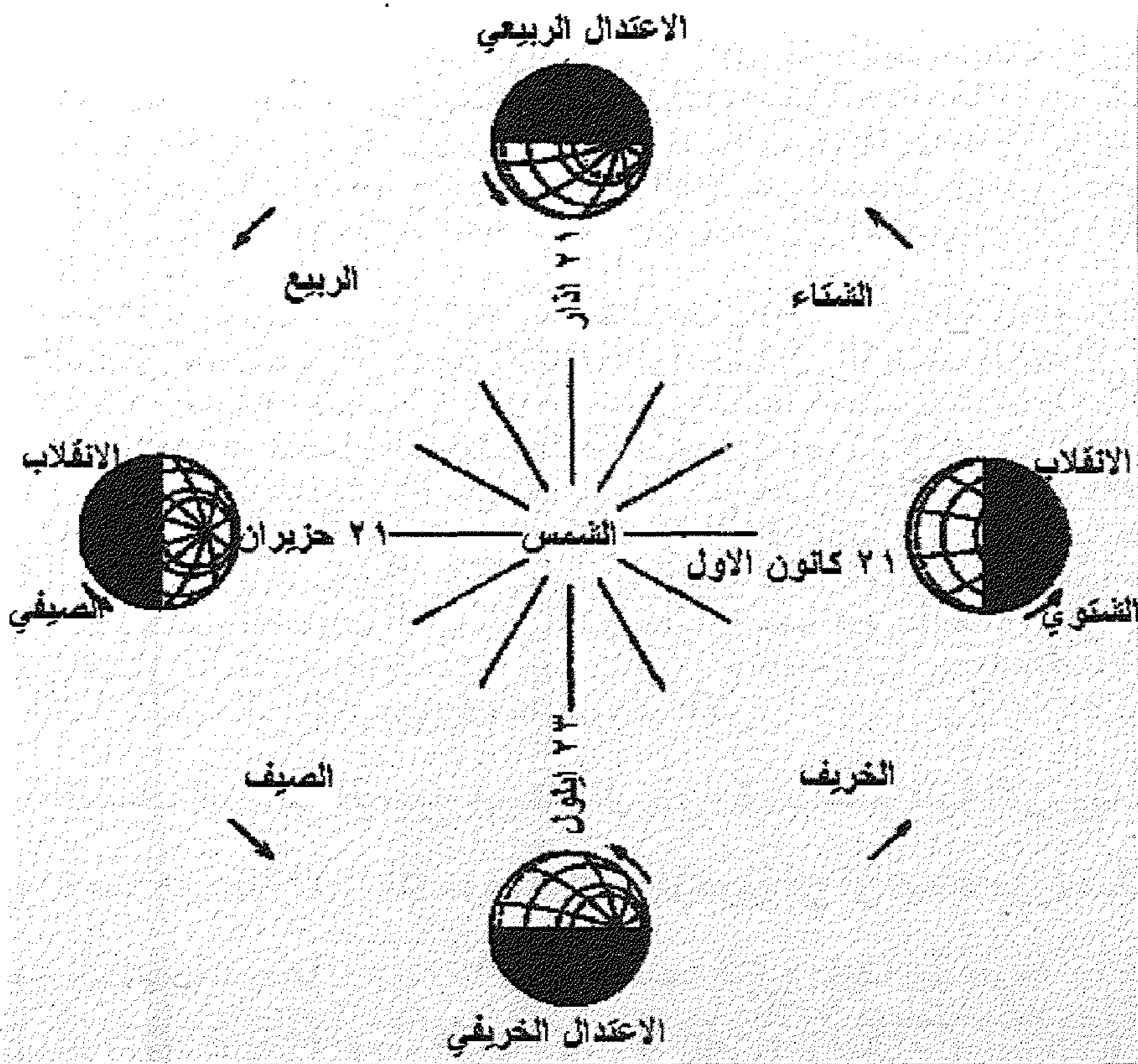
بينما في الشكل الدائري تكون الأرض في نفس البعد عن الشمس في كل الفصول، وبذلك يختفي الأوج والحضيض. أي إن صيف النصف الجنوبي وصيف النصف الشمالي يستلمان كمية من الطاقة متساوية لتساوي بعداهما عن الشمس. ابتعاد الشمس عن الأرض في تموز (الأوج) رغم عموديتها على النصف الشمالي يؤدي إلى تقليل الإشعاع الشمسي الواصل إلى الأرض بمقدار ٦٪ في تموز (يوليو) عنة في كانون الثاني (يناير).

أي أن صيف النصف الجنوبي يستلم طاقة أكثر ب ٦٪ من صيف النصف الشمالي. هذا النقصان في كمية الإشعاع الشمسي في تموز وزيادته في كانون الثاني يجعل صيف وشتاء النصف الشمالي اقل قسوة. وعندما يتغير شكل الدوران إلى دائري فان الأرض تكون في نفس البعد عن الشمس في كل الفصول (الشكل ٢- ٦).

وبذلك ليس هناك فرق في كمية الأشعة الواصلة إلى النصف الشمالي عن النصف الجنوبي في فصل الصيف لكلا النصفين، أي إن النصف الشمالي للأرض بالشكل الدائري للدورة يستلم كمية من الطاقة أكثر بـ ٦٪ مما يستلمه ألان. وبذلك يصبح الصيف الشمالي أكثر حرارة مما هو علية ألان، في حين يصبح الشتاء الشمالي أكثر برودة مما هو علية ألان.

أما النصف الجنوبي فيصبح صيفه اقل حرارة مما هو علية ألان، وشتاءه اقل برودة مما هو علية ألان. فقد توصل الجيولوجيين إلى أن هناك دورة مناخية للعصور الجليدية أمدها ١٠٠,٠٠٠ سنة يعقبها فترة دفيئة مقدارها ١٠,٠٠٠ سنة. لذلك يعتقد العلماء إن ٤٥٪ من أسباب التبدل المناخي تعود إلى شكل دوران الأرض.



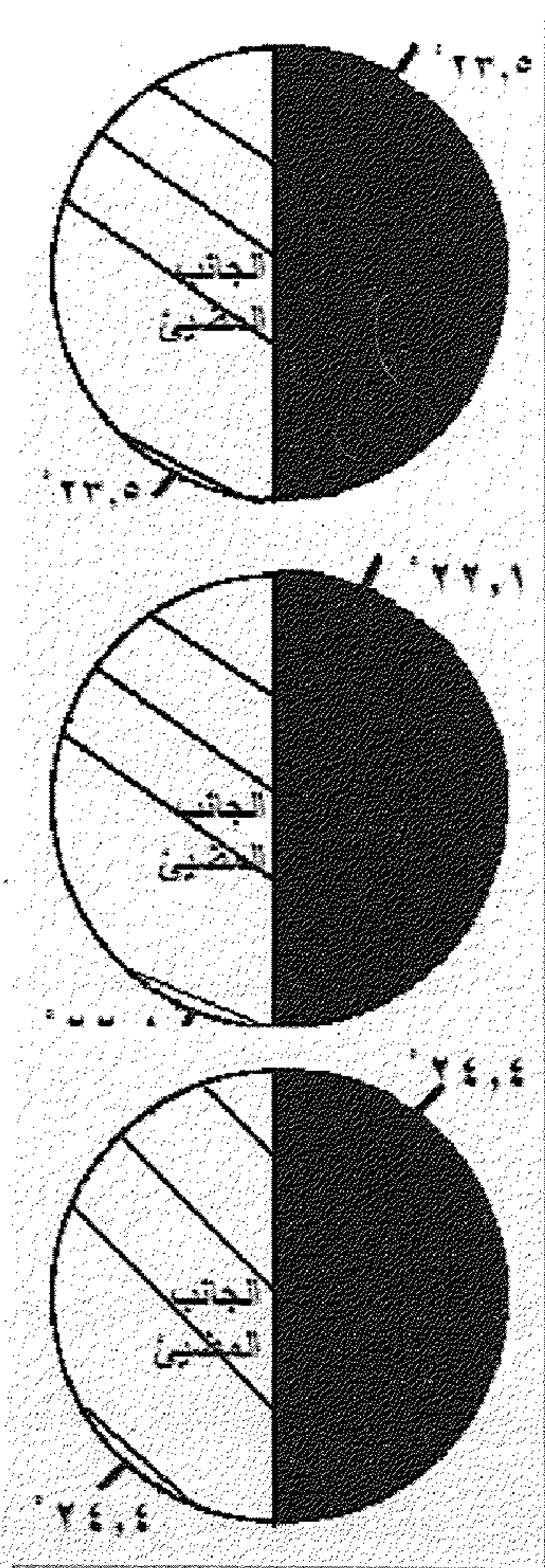


الشكل ٢- ٦

الشكل الدائري والشكل البيضوي لدوران الأرض حول الشمس بعد الأرض عن الشمس في الشكل الدائري متساوي في كل الفصول.

٢- زاوية ميلان المحور Obliquity

تتغير زاوية ميل المحور للأرض بين ٢٤,٤° و ٢٢,١°كل ٤١,٠٠٠ سنة. فزاوية الميل للمحور ألان ٢٣,٥°. ومناخ الأرض كما هو علية ألان. فإذا زاد الميلان للمحور وأصبح ٢٤,٤°. فان الليل القطبي في المنطقة القطبية الشمالية على سبيل المثال والذي هو ستة أشهر. سيسود في دوائر عرض أدنى من الوقت الحاضر. أي إن الليل القطبي ولمدة ستة أشهر سينزل إلى الدائرة ٧٠° شمالاً (انظر الشكل ٢- ٧).



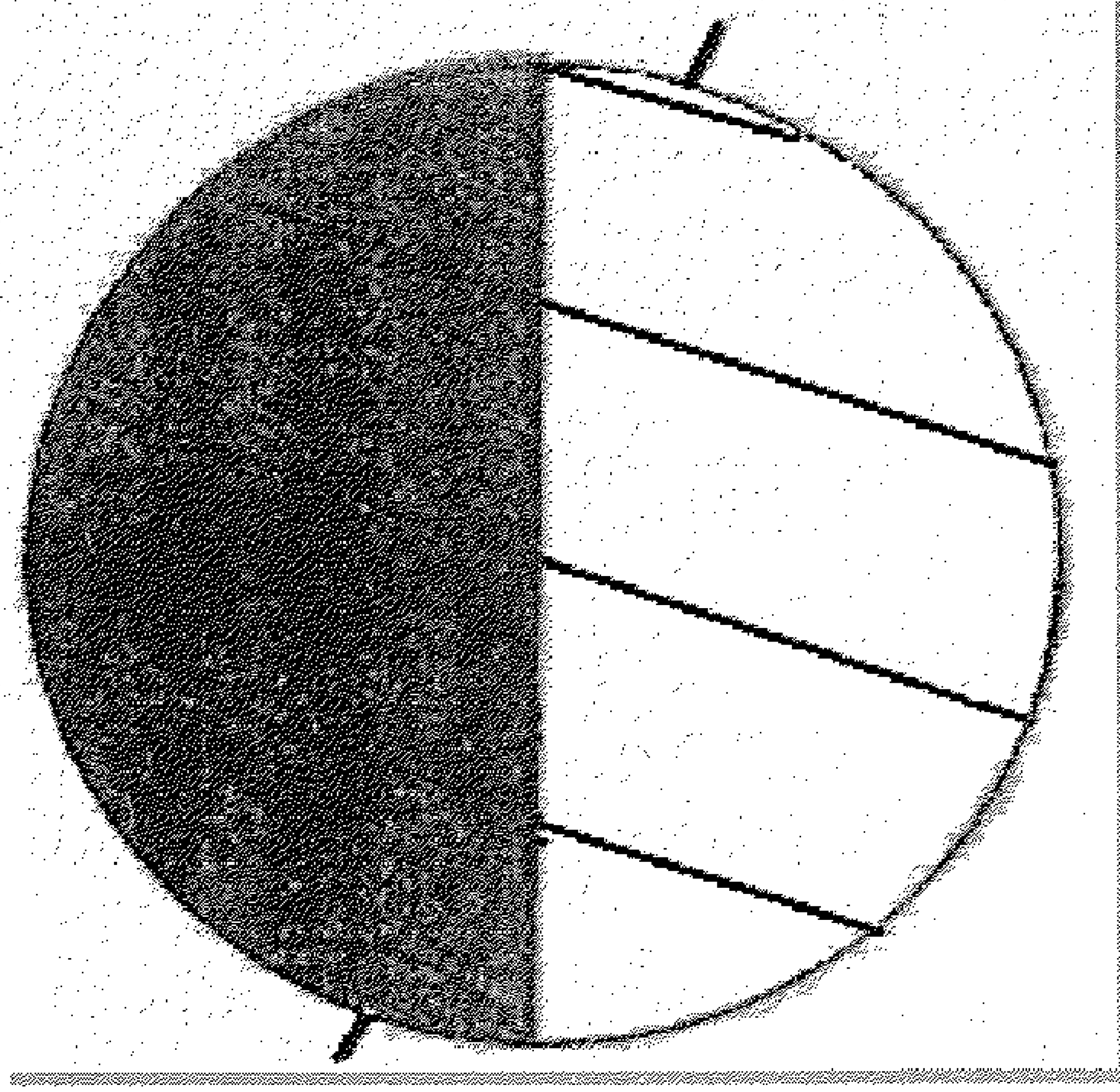
الشكل ٢- ٧

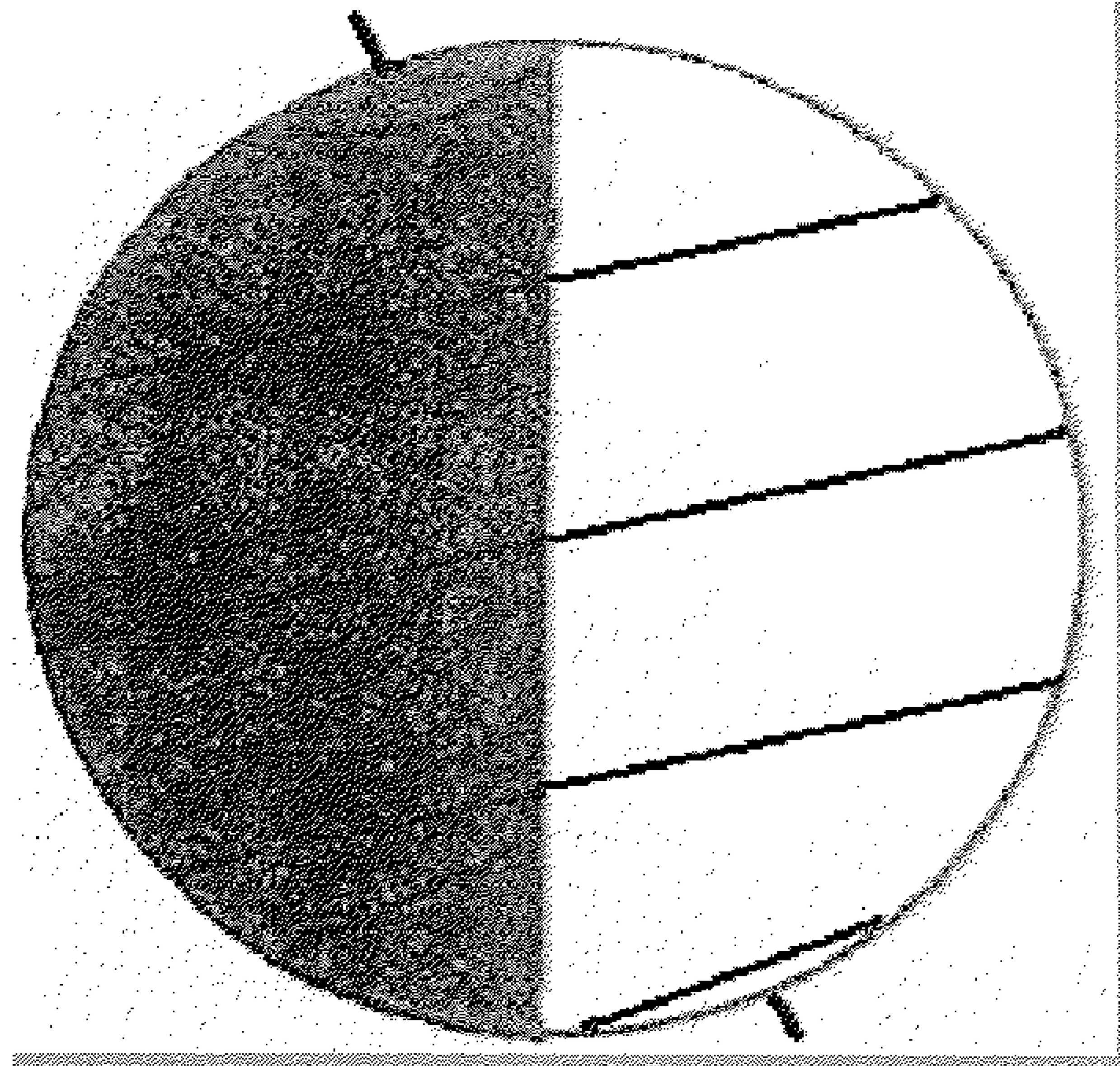
اختلاف زاوية ميلان محور الأرض. في الحالة الأولى الميلان الحالي وفي الثانية بزاوية ٢٢,١ مما يقلص مساحة الليل القطبي. وفي الثالثة بزاوية ٢٤,٤ مما يوسع مساحة الليل القطبي.

وبذلك فان الإشعاع الشمسي الواصل للأرض سوف يقل وبذلك تنخفض الحرارة لتشمل مناطق أدنى إلى الجنوب من خط الجليد الدائم الحالية. وهذا طبعاً سينطبق على القطب الجنوبي كذلك. أي أن الغطاء الجليدي على الأرض سوف يتسع وذلك بسبب قلة الطاقة الواصلة إلى الأرض. وقد يكون ذلك مقدمة لعصر جليدي. أما في حالة كون زاوية الميل تصبح ٢٢,١°. فان الليل القطبي سيتقلص في القطبين. لذلك ستصل كميات من الطاقة الشمسية أكثر من المعتاد. وبذلك ترتفع درجة حرارة القطبين عما هي علية ألان. وهذا يعني تقلص الغطاء الجليدي الحالي وسيادة فترة دفيئة.

٣- اتجاه ميلان المحور **Precession**

يتجه ميلان المحور في الوقت الحاضر إلى النجم القطبي. وفي كل ٢٦,٠٠٠ سنة يتغير الاتجاه إلى النجم فيكا. ليعود بعد ذلك إلى اتجاهه القديم. والنجم فيكا يقع في الاتجاه المعاكس لاتجاه النجم القطبي (انظر الشكل ٢- ٨). ففي حالة اتجاه محور الأرض باتجاه النجم فيكا فان موعد الفصول سيتغير. فيصبح شتاء النصف الشمالي في تموز (يوليو) وصيف النصف الشمالي في كانون الثاني (يناير). فإذا كان شكل دوران الأرض بيضوي. فسيتلاءم موقع الأرض في الحضيض مع صيف النصف الشمالي. مما يعني استلام اكبر للإشعاع الشمسي وارتفاع في درجة حرارة الصيف. أما شتاء النصف الشمالي فسيتلاءم مع فترة الأوج. مما يعني استلام كميات اقل من الإشعاع الشمس وبالتالي اشتداد برودة الشتاء. أما النصف الجنوبي فان شتاءه سيكون أكثر إشعاعا شمسياً من الوقت الحاضر. وصيفة اقل إشعاعا شمسياً من الوقت الحاضر.





الشكل ٢- ٨

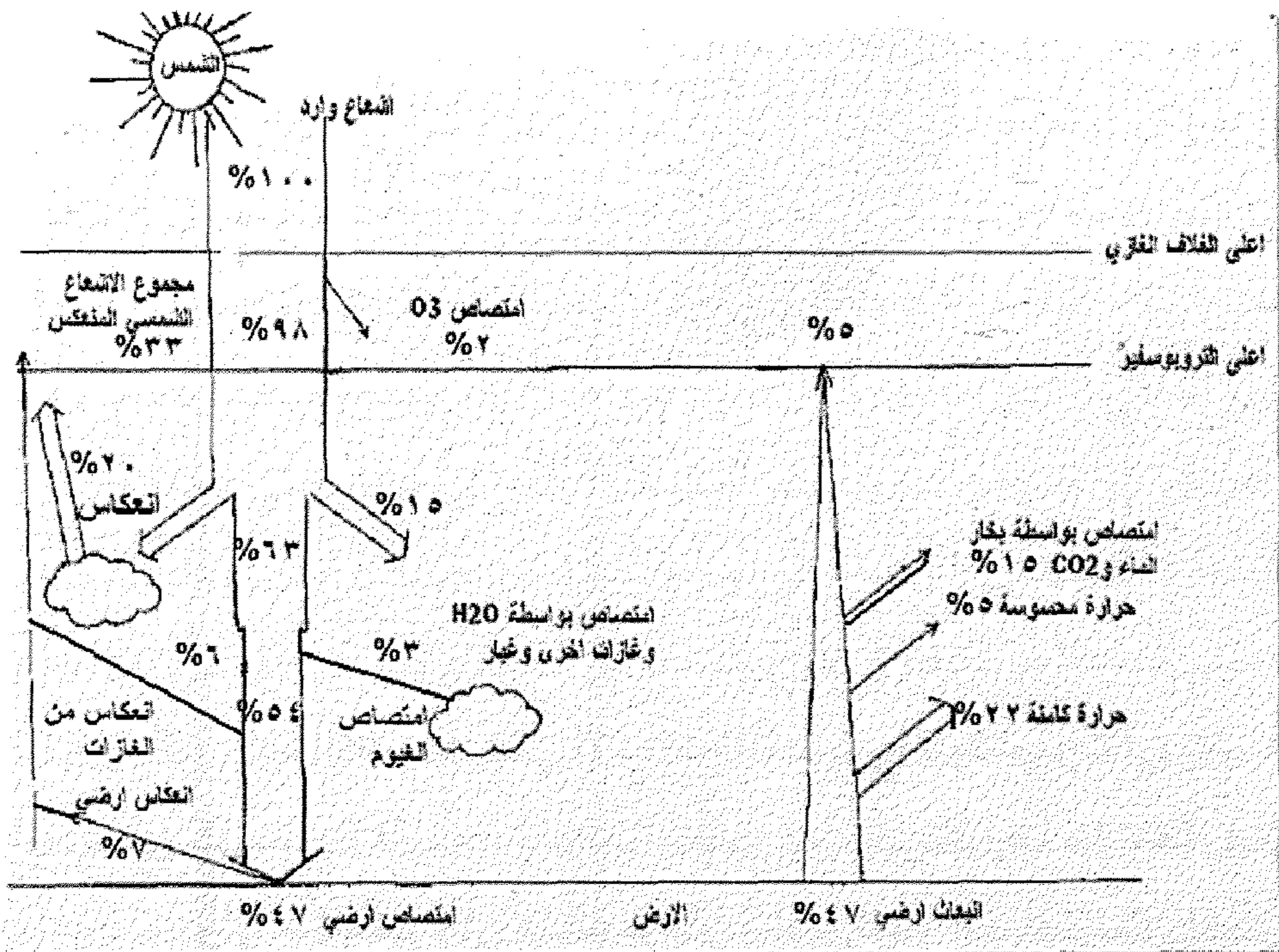
اختلاف اتجاه محور الأرض. في الحالة الأولى وتمثل الوقت الحالي تتجه الأرض إلى النجم القطبي. وفي الحالة الثانية تتجه إلى النجم فيكا.

إن تأثير هذه النظريات على الإشعاع الشمسي لا يقتصر على تأثيرها المنفرد. أي كل نظرية على حدة. وإنما يتعدى ذلك إلى تأثيرها مجتمعة. فلان مواعيد حدوثها مختلف. فان هناك مرتان يتغير فيها اتجاه ميلان المحور. وتتغير عندها زاوية ميل المحور. وبعد دورتان من تغير زاوية الميل يكون شكل دوران الأرض حول الشمس قد تغير. وهذا يعني أن يصادف كل ١٠٠,٠٠٠ سنة أن تكون الأرض قد مرت بفترات متطرفة وفترات غير متطرفة في علاقتها

بالشمس. فيصادف أن يكون شكل الدورة بيضوي, وزاوية الميل ٢٤,٤ْ, وميلان المحور باتجاه النجم فيكا, وهذا أقصى تطرف يمكن أن تشهده الأرض. وبذلك يكون اكبر اختلاف في كمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى الأرض.

٢- ٢- ٣ الموازنة الإشعاعية Solar Radiation Budget

إن كمية الإشعاع الشمسي الواصل إلى سطح الأرض يختلف بين يوم وأخر وبين فصل وأخر, ولكنها كمعدل سنوي يقدر بحوالي ٤٧٪ من كمية الأشعة الواصلة إلى أعلى الغلاف الغازي. أي أن الغلاف الغازي يستطيع أن يمتص أو يعكس حوالي ٥٣٪ من الأشعة الداخلة من خلاله (الشكل رقم ٢- ٩). وفي النهاية, فان كمية الأشعة التي تمتصها الأرض سوف تنبعث من جديد إلى الفضاء لتقوم بتسخين الهواء.



الشكل ٢- ٩

الموازنة الإشعاعية للأرض وتبين كمية الأشعة الداخلة والخارجة وما يعكس أو يمتص أو يتشتت في الغلاف الغازي.

ستتعامل هنا مع كمية الإشعاع الشمسي الواصل إلى أعلى الغلاف الغازي على انه ١٠٠٪ لتسهل عملية حساب الإشعاع المنعكس والممتص. فعند دخول الإشعاع الشمسي الغلاف الغازي، فان ٢٪ منة سوف يمتص من قبل الأوكسجين في طبقة الستراتوسفير ليكون غاز الأوزون. وعند وصول الإشعاع إلى التروبوسفير فان ٢٠٪ من الباقي سوف يعكس بواسطة الغيوم الموجودة في هذه الطبقة، و١٨٪ يمتص من قبل الغيوم والمواد ألصلبه الأخرى والغازات، ويعكس ٦٪ من قبل الغازات و٧٪ من الأرض. إذا صافي ما تستلمه الأرض هو اقل من نصف الإشعاع الواصل إلى أعلى الغلاف الغازي، لذلك نقول إن ما يصل إلى الأرض هو اقل بقليل من ١ سعرة/م^{2}/دقيقة . بالمقابل فان الأرض بعد أن تسخن فإنها ستشع طاقة ولكن بأطوال موجية أطول من الأمواج المنبعثة من الشمس، وكما اشرنا سابقاً فان هذه الأطوال الموجية يستطيع الهواء أن يمتصها. لذلك فان ٢٢٪ من الـ ٤٧٪ التي هي مجموع الطاقة المنبعثة من الأرض سوف تستعمل على سطح الأرض لتبخير الماء، ولما كانت هذه الطاقة تتحرر عند تكاثف بخار الماء فإنها سوف تستخدم في النهاية لتدفئة الهواء بعد أن تتحرر. كما إن ١٥٪ من الطاقة الأرضية سوف تمتص مباشرة من الغازات مثل ثاني اوكسيد الكاربون وبخار الماء لتسخين الهواء، و٥٪ ستتحول إلى حرارة محسوسة، وأخرى ستصل إلى أعلى الغلاف الغازي. يلاحظ من خلال هذا التوزيع إن كمية الطاقة الواصلة للأرض سوف تعود إلى الفضاء الخارجي مرة أخرى. فالأرض جسم مشع للطاقة كما انه جسم مستلم، والهواء كذلك. لذلك في النهاية لابد من ان تفقد الأرض بالإشعاع كل الطاقة التي استلمتها.

٢-٢-٤ استخدامات الطاقة الشمسية Uses of Solar Radiation

الطاقة الشمسية تحتوي على ثلاثة أنواع من الطاقة، الطاقة الكيميائية، الطاقة الحرارية، والطاقة الضوئية. للطاقة الشمسية استخدامات متعددة، فهي المصدر الوحيد للطاقة في الغلاف الغازي. حيث إن الطاقة الحرارية هي

المسئولة عن كل الحركات في الغلاف الغازي. كما إن الطاقة المنبعثة من الشمس تحتوي على طاقة كيمياوية تستعمل من قبل النبات لصنع الغذاء. فالطاقة الشمسية الممتصة من النبات وبوجود اليخضور (الكلوروفيل) يحول المواد الممتصة من التربة إلى غذاء. كما إن الطاقة المرئية هي المسئولة عن قدرتنا على الإبصار. وما التطور الحاصل في مجال التصوير الفضائي إلا نتيجة لاستخدام الطاقة الضوئية.

إن أهم استخدامات الطاقة الشمسية من قبل الإنسان بالإضافة إلى ما ذكر أعلاه هو استخدامها كطاقة متجددة. إن أزمة الطاقة في العالم وبعد التطور الهائل الذي أحرزه الإنسان في مجال الحضارة دفعت العديد من العلماء إلى البحث عن مصدر جديد للطاقة يكون نظيفاً ومتجدد. فقد استطاع العلماء في الآونة الأخيرة من اختراع خلايا سليكونية تستطيع تحويل الطاقة الشمسية إلى كهرباء. ورغم إن التجارب في هذا المجال ما زالت في بداياتها, إلا أن استخدامها قد قطع شوطاً جيداً. فهناك مجمعات موجودة حالياً تستخدم الطاقة الشمسية لتسخين الماء, ولتوليد الكهرباء. ولا ننسى إن توليد الكهرباء عن طريق طواحين الرياح ومساقط المياه ما هو إلا استخدام غير مباشر للطاقة الشمسية. فالرياح هي ناتج اختلاف التسخين, والأمطار هي ناتج تبخر الماء وتكاثفه في الأعلى وسقوطها يكون الأنهار.

٢- ٥ العوامل المؤثرة على كمية الطاقة الواصلة
Facture Affecting the Amount of Solar Radiation

أن ما يصل من إشعاع شمسي إلى سطح الأرض لا يتوزع بشكل متساوي عليها وذلك لان الأرض كروية, وهي تدور حول الشمس بمدار اهليجي شبة بيضوي. لذلك تستلم المناطق الاستوائية والمدارية كمية عالية من الطاقة بينما العروض الوسطى والقطبية تستلم كميات من الطاقة اقل. أن اختلاف التوزيع هذا يعود إلى العوامل الآتية:

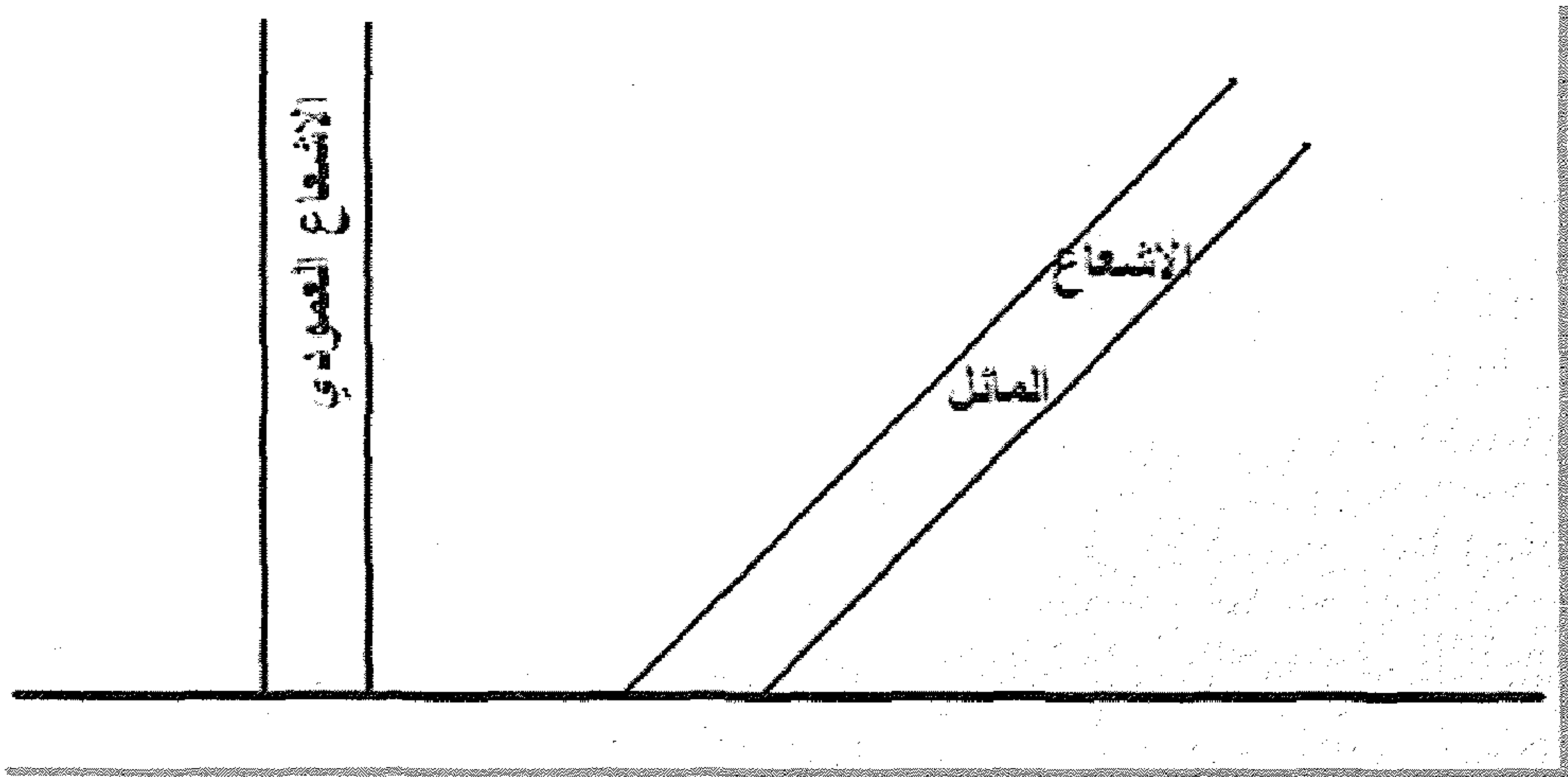
١- زاوية سقوط الإشعاع الشمسي The Angle of Sun's Ray

لان الأرض تدور حول الشمس بمدار شبة دائري (بيضوي)، كما أن محور الأرض مائل بمقدار ٢٣,٥° فان سقوط الإشعاع الشمسي وقت الظهيرة يكون عموديا على دائرة عرض واحدة ثم تزداد الأشعة ميلاناً كلما ابتعدنا عن دائرة العرض تلك. فلكياً هناك مواعيد ثابتة لموقع الشمس بالنسبة لدائرة العرض المعنية في وقت معين من السنة. فالشمس تكون عمودية على خط الاستواء في ٢١ آذار و٢٣ أيلول من كل عام. وتكون الشمس عمودية على مدار السرطان في ٢١ حزيران وعلى مدار الجدي في ٢١ كانون الأول. فعندما تكون الشمس عمودية على خط الاستواء فان زاوية سقوط الإشعاع على خط الاستواء تكون 90 وتقل الزاوية بالابتعاد عن خط الاستواء شمالا وجنوبا (الجدول ٢- ٢).

يتضح من الجدول أن زاوية سقوط أشعة الشمس على خط الاستواء تتراوح بين العمودية في الاعتدالين إلى شبه عمودية في الانقلابين. أما مداري السرطان والجدي فتكون الشمس عمودية عليها مرة واحدة في الانقلاب الصيفي ثم تصبح شبه عمودية في الاعتدالين ومائلة في الانقلاب الشتوي. أما الدائرتان الشبه قطبية فتكون الشمس مائلة عليهما في الانقلاب الصيفي ومائلة جداً في الاعتدالين وتختفي عنهما في الانقلاب الشتوي. أما القطبان فان أعلى ارتفاع للشمس يكون في الانقلاب الصيفي والذي لا يتجاوز ٢٣,٥° وتختفي الشمس عن القطبين لستة اشهر. أن هذا الاختلاف في زاوية السقوط يؤدي إلى اختلاف كمية الطاقة الواصلة إلى كل دوائر العرض.

أن الفرق في كمية الطاقة بين الإشعاع العمودي والإشعاع المائل يعود إلى أن الإشعاع العمودي يتركز على مساحة محدودة بينما الإشعاع المائل ينتشر على مساحة واسعة. وبذلك فان كمية الطاقة على وحدة المساحة في الإشعاع العمودي تكون اكبر. كما أن الإشعاع العمودي يقطع مسافة في الغلاف الغازي اقل من المسافة التي يقطعها الإشعاع المائل، وبذلك يتعرض الإشعاع المائل

للتشتت Scattering والامتصاص Absorption والانعكاس Reflection أكثر مقارنة بالإشعاع العمودي. ويمكن ملاحظة ذلك بمقارنة قوة الإشعاع بين وقت الظهيرة والغروب. فعند الظهيرة تكون قوة الإشعاع اكبر لأنها اقل ميلاناً وبذلك تتركز الأشعة على مساحة اقل وتقطع غلاف غازي اقصر. أما عند الغروب فالأشعة المائلة تنتشر على مساحة أوسع وتقطع غلاف غازي يزيد عن ثلاثة أضعاف الغلاف الغازي الذي تقطعه الأشعة عند الظهيرة. وهكذا تكون قوة الإشعاع ظهراً اكبر من قوة الإشعاع عند الشروق والغروب (الشكل ٢- ١٠).



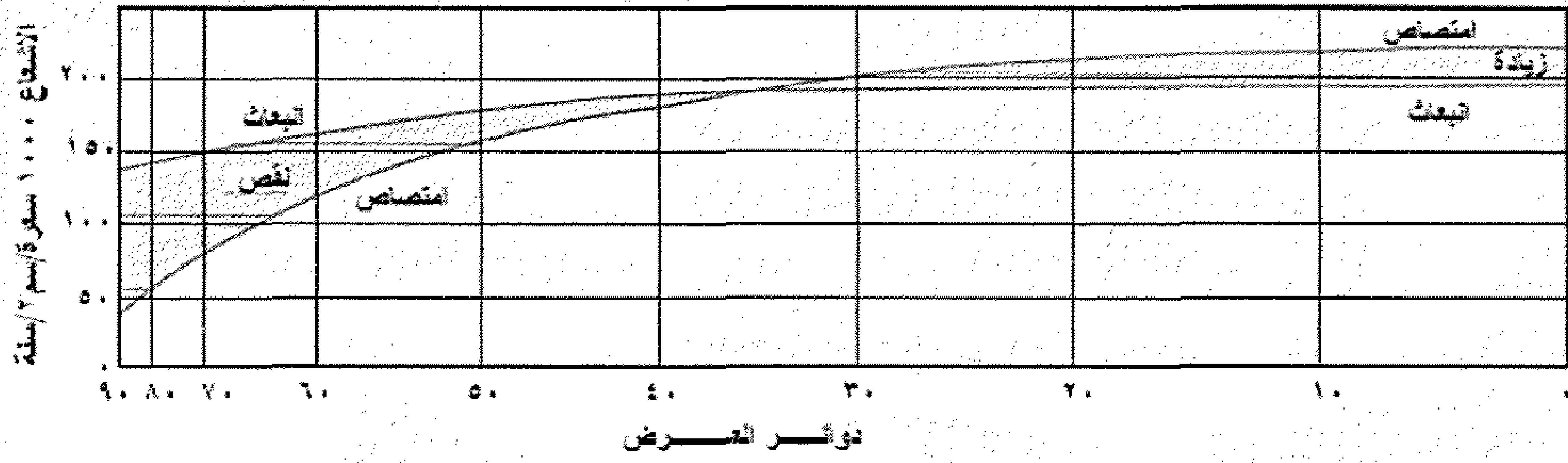
الشكل ٢- ١٠

الإشعاع العمودي والإشعاع المائل حيث ينتشر الإشعاع المائل على مساحة اكبر من الإشعاع العمودي.

من هذه الحقيقة ومن مراجعة الجدول (٢- ٣) يتضح لنا أن كمية الأشعة على خط الاستواء والمدارين هي اكبر منها عند الدائرتين والقطبين. وبذلك يكون هنالك فائض في الطاقة طوال العام في المنطقتين الاستوائية والمدارية. ونقص في الطاقة طوال العام في المنطقتين القطبية وشبه القطبية (الشكل ٢- ١١). هذا يتطلب نقل فائض الطاقة من مناطق الفيض إلى مناطق النقص. وتتم العملية بالرياح أو بالتيارات البحرية أو بالطاقة الكامنة التي تتحرر بعد التكاثف.

الجدول ٢- ٣: قيمة زاوية سقوط الإشعاع على دوائر عرض مختلفة في فصول السنة.

دائرة العرض	الاعتدالين ٢١ آذار و٢٣ أيلول	٢٢ حزيران	٢٢ كانون الأول
°٩٠	°٠	°٢٣,٥	°٠
°٨٠	°١٠	°٢٣,٥	°٠
°٧٠	°٢٠	°٤٣,٥	°٠
°٦٦,٥	°٢٣,٥	°٤٧	°٠
°٥٠	°٤٠	°٦٣,٥	°١٦,٥
°٤٠	°٥٠	°٧٣,٥	°٢٦,٥
°٣٠	°٦٠	°٨٣,٥	°٣٦,٥
°٢٣,٥	°٦٦,٥	°٩٠	°٤٣
°١٠	°٨٠	°٧٦,٥	°٥٦,٥
°٠	°٩٠	°٦٦,٥	°٦٦,٥
°١٠	°٨٠	°٥٦,٥	°٧٦,٥
°٢٣,٥	°٦٦,٥	°٤٣	°٩٠
°٣٠	°٦٠	°٣٦,٥	°٨٣,٥
°٤٠	°٥٠	°٢٦,٥	°٧٣,٥
°٥٠	°٤٠	°١٦,٥	°٦٣,٥
°.٦٦	°٢٣,٥	°٠	°٤٧
°٧٠	°٢٠	°٠	°٤٣,٥
°٨٠	°١٠	°٠	°٣٣,٥
°٩٠	°٠	°٠	°٢٣,٥



الشكل ٢- ١١

الطاقة الفائضة والنقص في الطاقة حسب دوائر العرض.

٢- طول النهار **Length of Daylight**

يختلف طول النهار باختلاف دائرة العرض كذلك. حيث أن ميلان المحور يؤدي إلى ظهور نهار طويل في احد نصفي الكرة ونهار قصير في النصف الأخر (الجدول ٢- ٤). أن طول النهار يكون ثابتاً تقريباً على خط الاستواء طوال العام, حيث يكون النهار ١٢ ساعة. ويطول النهار باتجاه النصف الذي تكون الشمس عليه عمودية ويقصر النهار باتجاه النصف الذي تكون الشمس عنه بعيدة. يلاحظ من الجدول أن فترة النهار تكون ستة اشهر بلا انقطاع فوق القطب الشمالي إذا كانت الشمس عمودية على النصف الشمالي, والعكس صحيح, حيث يكون النهار ٢٤ ساعة ولستة اشهر فوق القطب الجنوبي عندما تكون الشمس عمودية على النصف الجنوبي. وبذلك فان لاختلاف طول النهار اثر واضح في كمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى منطقة ما. وتختلف طول الفترة التي يكون فيها النهار ٢٤ ساعة, فعند دائرة عرض 67 يستمر النهار ٢٤ ساعة لفترة شهر وعند دائرة عرض 70 شهرين وعند دائرة عرض 78 أربعة اشهر وعند القطب ستة اشهر. أن طول النهار يعني طول الفترة التي تستلم فيها الأرض الإشعاع الشمسي. وبذلك تزداد الطاقة صيفا عندما يكون النهار طويلاً, وتقل شتاءاً عندما يكون النهار قصيراً.

الجدول ٢- ٤: طول النهار بالساعة حسب دوائر العرض المختلفة وللانقلابين.

دائرة العرض	الانقلاب الصيفي	الانقلاب الشتوي
٩٠°	٢٤	٠
٨٠°	٢٤	٠
٧٠°	٢٤	٠
٦٦,٥°	٢٤	٠
٦٠°	١٨:٨	٥:٥٢
٥٠°	١٥:٥٦	٨:٤
٤٠°	١٤:٤٠	٩:٢٠
٣٠°	١٣:٤٨	١٠:١٢
٢٠°	١٣:٥	١٠:٥٥
١٠°	١٢:٢٨	١١:٣٢
٠°	١٢:٧	١٢:٧
١٠°	١١:٣٢	١٢:٢٨
٢٠°	١٠:٥٥	١٣:٥
٣٠°	١٠:١٢	١٣:٤٨
٤٠°	٩:٢٠	١٤:٤٠
٥٠°	٨:٤	١٥:٥٦
٦٠°	٥:٥٢	١٨:٨
٦٦,٥°	٠	٢٤
٧٠°	٠	٢٤
٨٠°	٠	٢٤
٩٠°	٠	٢٤

٣- صفاء السماء Sky Clearance

يتعرض الإشعاع الشمسي قبل وصولة إلى سطح الأرض إلى كل العمليات المؤثرة فيه من امتصاص وانعكاس وتشتت. لذلك لا يمكن أن تصل كل كمية الإشعاع الشمسي الواصلة إلى أعلى الغلاف الغازي إلى سطح الأرض (انظر الشكل ٢- ٩). وتعتمد الكميات الممتصة والمنعكسة من الأشعة في الغلاف الغازي على سمك الغلاف الغازي الذي تخترقه الأشعة وعلى كمية الغيوم أو الغبار الموجود في الهواء. فكلما كانت كمية الغيوم أو الغبار كبيرة كلما كان الامتصاص والانعكاس اكبر.

أما تشتت الأشعة في الغلاف الغازي فأنة يعتمد على تركيبة الغلاف الغازي من الغازات. لذلك فان كمية الامتصاص والانعكاس والتشتت تعتمد على حالة الغلاف الغازي وعلى زاوية سقوط الأشعة. أي أن كمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض تختلف حسب اليوم والفصل.

تقدر كمية الأشعة الشمسية القصيرة الموجة المنعكسة والمشتتة في الغلاف الغازي من قبل الغيوم وذرات الغبار الصغيرة وجزيئات الهواء وسطح الأرض بحوالي ٣٣٪ من مجموع الإشعاع الشمسي الواصل إلى أعلى الغلاف الغازي. قسم بسيط منها يعود إلى الأرض على شكل إشعاع مشتت. أن هذه الكمية المفقودة لا تستعمل إطلاقاً في تسخين الهواء أو الأرض أو الماء. وبذلك كلما كان تكرار التغييم كبيراً على منطقة ما كلما كانت الطاقة الواصلة إلى تلك المنطقة قليلة. وهناك ١٩٪ من الإشعاع الشمسي الداخل إلى الغلاف الغازي يسخن الهواء مباشرة. وذلك عن طريق امتصاصه من قبل بخار الماء الموجود في الهواء وكذلك عن طريق تكوين الأوزون. والباقي ٤٧٪ يصل إلى سطح الأرض بشكل مباشر وقليلاً جداً من الأشعة المشتتة. هذه النسبة تمتص مباشرة من قبل الأرض لتسخن الأرض حيث بعدها تبدأ الأرض بإشعاع الطاقة التي تعمل على تسخين الغلاف الغازي. وكما اشرنا سابقاً. فان الغلاف الغازي لا يمتص إلا

القليل من الأشعة الشمسية القصيرة الموجة. وبذلك فانه يعتمد في تسخينه على الإشعاع الأرضي. حيث يقوم غاز ثاني اوكسيد الكاربون CO_2 وبخار الماء بامتصاص معظم الإشعاع الأرضي المنبعث ليسخن الغلاف الغازي.

٤- نسبة ألعاكسية Albedo

يؤثر هذا العامل على كمية الإشعاع الشمسي بنسبة صغيرة إذا حسب من سطح الأرض، وبنسبة كبيرة إذا ما حسب من الغلاف الغازي. أن مفهوم نسبة ألعاكسية يعتمد على أن جميع الأجسام في الطبيعة تعكس وتشتت جزءا من الإشعاع الساقط عليها وتمتص ما تبقى من هذا الإشعاع. ولان الطبيعة لا تحتوي على أجسام سوداء أو بيضاء فيزيائياً (الجسم الأسود الفيزيائي يمتص ١٠٠٪ والجسم الأبيض الفيزيائي يعكس ١٠٠٪)، فدائما هناك كمية منعكسة أو مشتتة من الإشعاع والباقي ممتص. أن كمية الممتص أو المنعكس من الإشعاع من قبل الجسم يعتمد كليا على خشونة سطح الجسم وعلى لون الجسم. فالألوان التي تقترب من الأبيض تعكس أكثر مما تمتص. بينما الأجسام القريبة من الأسود فإنها تمتص أكثر مما تعكس (الجدول ٢-٥). فمثلا عاكسية الثلج ٩٣٪ بينما عاكسية التربة بين ٧- ٢٠٪ والسطح الخشن أكثر عاكسية من السطح الأملس. كما تؤثر على ألعاكسية كمية الرطوبة في الجسم، فعاكسية التربة الرطبة اقل من عاكسية التربة الجافة. واليك أمثلة عن عاكسية عدد من الأجسام في الطبيعة، فالثلج الحديث السقوط تتراوح عاكسيته بين ٩٠- ٧٥٪، والثلج القديم ٧٠- ٥٠ ٪، والرمال ٢٥- ١٥٪، والغابات ١٠- ٣٪، والحشائش ٣٠- ١٥٪ ، والتربة ٢٠- ٧٪.

مما سبق يلاحظ أن عامل ألعاكسية هو عامل محلي أكثر منة إقليمي. وبذلك فان فقدان الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض بواسطة هذا العامل لا تتعدى ٦٪ من مجموع الإشعاع الشمسي الواصل إلى الغلاف الغازي. وإذا أضفنا عاكسية الغلاف الغازي، فان هذا العامل يصبح مهما في

التـأثير علـى كمية الإشـعاع الشمسي الواصلة إلى سـطح الأرض. حيث ترتفـع النسبة إلى أكثر من ٢٠٪.

مـن الاسـتعراض السـابق لطبيعـة الإشـعاع والعوامـل المتحكمـة في شـدته يلاحظ أن عامل الإشعاع الشمسي هـو عامـل مهم جداً في التـأثير علـى المنـاخ. حيث أن هذا العامل يؤثر بشكل مباشر على توزيـع درجة الحـرارة. والحـرارة هي العنصر المحرك لجميع العناصر الأخرى.

الجدول ٢-٥: نسبة العاكسية لأجسام مختلفة على سطح الأرض.

التسلسل	اسم المادة	نسبة العاكسية ٪
١	الثلج الحديث السقوط	٧٥ -٩٣
٢	الثلج القديم	٥٠-٧٠
٣	الحشائش	١٥ -٣٠
٤	الرمال	١٥ -٢٥
٥	التربة	٧ -٢٠
٦	الغابات	٣ -١٠
٧	الغيوم السميكة	٧٠-٨٠
٨	جليد البحر	٣٠-٤٠
٩	صحاري ملحية	٢٥-٥٠
١٠	مسطحات مائية	٣-٨٠
١١	الشمس عمودية على الماء	٣-٥
١٢	الشمس مائلة اقل من 45°	٥٠-٨٠
١٣	مدن	١٥
١٤	محاصيل زراعية	١٥-٢٥

بـل أن بعـض البـاحثين يقولـون أن المنـاخ هـو انعكـاس لتوزيـع الإشـعاع الشمـسي علـى سـطح الأرض. في المبحـث القـادم سنوضـح توزيـع الإشـعاع الشمسي على سطح الأرض وحسب الفصول.

٢- ٢- ٦ التوزيع الجغرافي للطاقة الشمسية الواصلة

The Geographical Distribution of Solar Radiation

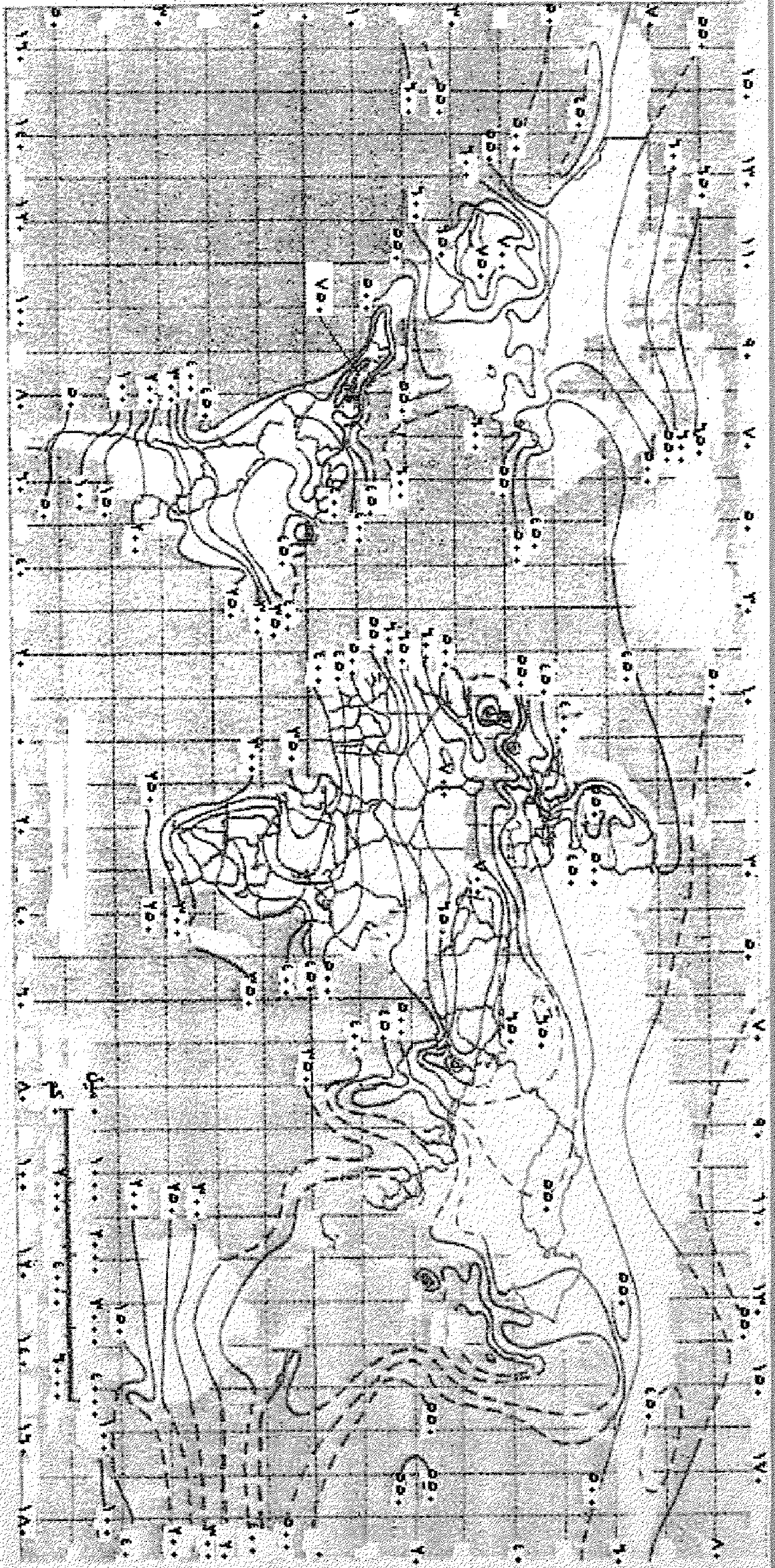
أن كمية الثابت الشمسي Solar Constant الواصل إلى سطح الأرض تختلف باختلاف بعد الأرض عن الشمس، وكذلك حسب زاوية السقوط وطول النهار وصفاء السماء. ولان دورة الأرض حول الشمس ليست دائرية تماماً بل أفضل ما توصف بأنها بيضويه. لذلك ففي كانون الثاني يكون بعد الأرض عن الشمس حوالي ١٤٧ مليون كم، فتستلم الأرض طاقة اكبر مما تستلمها في تموز عندما يكون بعد الأرض عن الشمس حوالي ١٥٣ مليون كم. وتقدر كمية الطاقة الزائدة في كانون الثاني بـ ٦٪ عنها في تموز.

في المبحث السابق تمت مناقشة العوامل المؤثرة على توزيع الإشعاع الشمسي. ومن هذه العوامل يتضح لنا أن عمودية الشمس على احد نصفي الكرة يعطي ذلك النصف كمية اكبر من الطاقة في ذلك الفصل، وذلك لان الزاوية العمودية، والنهار الطويل يسمحان لذلك النصف باستلام كمية اكبر من الإشعاع الشمسي. كما إن صفاء السماء يلعب دوراً حيث تسمح السماء الصافية في بعض المناطق إلى إيصال كمية اكبر من الإشعاع الشمسي بينما السماء الغائمة تحجب كمية من الإشعاع الشمسي، وبذلك يختلف توزيع الطاقة بين فصل وأخر لأي نصف وكما يأتي:

٢- ٢- ٦- ١ التوزيع الجغرافي للإشعاع الشمسي في حزيران

The Geographical distribution of Solar Radiation in June

في ٢١ حزيران تكون الشمس عمودية على مدار السرطان. وبذلك يستلم النصف الشمالي اكبر كمية ممكنة من الإشعاع الشمسي بسبب عمودية زاوية السقوط وطول النهار.



الخريطة ٢-١٢: التوزيع الجغرافي للإشعاع الشمسي لشهر حزيران والذي يمثل الصيف.

أما النصف الجنوبي فأنة يستلم اقل كميات الطاقة. الخارطة رقم (٢-١٢) تبين أن أعلى كمية إشعاع تسجل فوق صحراء أريزونا في الولايات المتحدة الأمريكية وقدرها ٧٥٠ سعرة/سم^{٢} /يوم. أما خط ٧٠٠ سعرة/سم^{٢} /يوم فاكبر امتداد له في أسيا حيث يبدأ هذا الخط من سواحل البحر المتوسط ليشمل بلاد الشام والعراق وإيران إلى أفغانستان ويمر بجنوب تركيا. ومنطقة أخرى في أمريكا الشمالية تشغل معظم الولايات الغربية للولايات المتحدة الأمريكية, وأخيرا منطقة صغيرة في الجزائر. وبذلك يكون أعلى إشعاع مسجل خلال هذا الفصل بين دائرتي عرض ٣٠° - ٤٠° شمالا. وتتراوح القيم بين ٥٠٠- ٧٥٠ سعرة/سم^{٢} /يوم. أن هذا الاختلاف في القيم بين المناطق يعود إلى اختلاف كثافة الغيوم. ففي المناطق الكثيفة الغيوم وخاصة شرق القارات تقل القيم. ولابد من الإشارة إلى أن المنطقة القطبية تشهد ارتفاعاً كبيراً لقيم الإشعاع الشمسي في هذا الفصل وذلك بسبب طول النهار الذي تستمر فيه الشمس مشرقة على المنطقة القطبية لمدة ٢٤ ساعة ولستة اشهر. فمثلا تستلم مناطق أقصى شمال كندا ٦٥٠ سعرة/سم^{٢}/ يوم وبذلك يعوض طول النهار عن ميلان زاوية السقوط في هذا الفصل في المناطق القطبية. وبهذا تحتل المناطق شبه المدارية بين دائرتي عرض ٣٠° - ٤٠° شمالا والمناطق القطبية بين دائرتي عرض ٨٠° - ٩٠° شمالا المرتبة الأولى في كمية الإشعاع الشمسي المستلم. بينما تحتل المناطق المدارية وشبه القطبية المرتبة الثانية وخط الاستواء المرتبة الثالثة حيث يستلم كمية تتراوح بين ٥٠٠ — ٤٠٠ سعرة/سم^{٢} /يوم, وذلك يعود إلى نسبة التغييم العالية في المناطق الاستوائية.

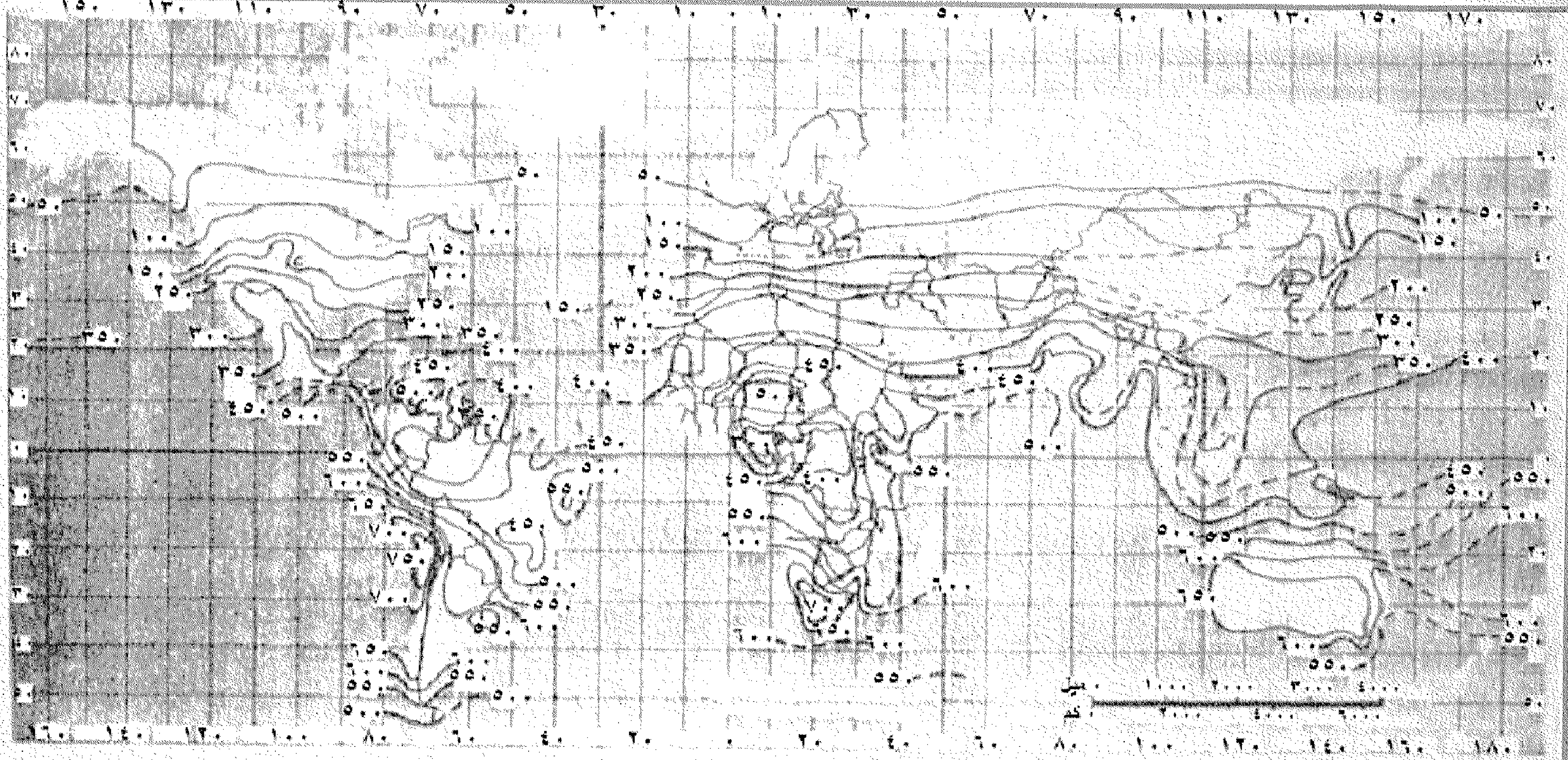
أما في النصف الجنوبي فان انحدار التناقص في كمية الإشعاع الشمسي يكون اكبر من النصف الشمالي. حيث تتغير قيم الإشعاع بشدة خلال منطقة صغيرة, وذلك بسبب ميلان زاوية سقوط الإشعاع الشمسي. فتستلم المنطقة المدارية الجنوبية قيم بين ٤٠٠ — ٣٠٠ سعرة/سم^{٢} /يوم. ثم المناطق شبه

المدارية بين دائرتي عرض ٣٠° - ٤٠° جنوبا قيم بين ٢٥٠ – ١٠٠ سعرة/سم٢/يوم. واقل من ١٠٠ سعرة في المناطق شبه القطبية. في حين لا يستلم القطب الجنوبي إشعاعا في هذا الفصل بسبب الليل القطبي الطويل. يلاحظ إن التناقص في كمية الإشعاع الواصل إلى عروض النصف الجنوبي متناغمة مع البعد عن خط الاستواء، أي إن الكمية تتناقص بالابتعاد عن خط الاستواء، وذلك لان زاوية سقوط الإشعاع أي ميلان الأشعة يكبر بالابتعاد عن خط الاستواء في النصف الجنوبي في هذا الفصل.

٢- ٢- ٦- ٢ التوزيع الجغرافي للإشعاع الشمسي في كانون الأول

The Geographical Distribution of Radiation in December

في ٢١ كانون الأول تكون الشمس عمودية على مدار الجدي. وبذلك تتغير صورة التوزيع بشكل معاكس تماماً، (الخريطة رقم ٢-١٣). فتظهر مناطق ٧٥٠ – ٧٠٠ سعرة/سم٢ /يوم بين دائرتي عرض ٢٠° - ٣٠° جنوباً على السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية، وفي أقصى جنوب أفريقيا. بينما تسجل استراليا أعلى قيمة لها ٦٥٠ سعرة/سم٢ /يوم في معظم أجزائها. فالمنطقة المدارية وشبه المدارية والمنطقة القطبية تحتل المرتبة الأولى. أما خط الاستواء فانه يأتي بالمرتبة الثانية حيث تسجل فيه قيم بين ٦٠٠ سعرة/سم٢/يوم إلى ٤٠٠ سعرة/سم٢/يوم. مرة أخرى إن تدني القيم في خط الاستواء يعود إلى نسبة التغييم العالية في المنطقة. إلا انه يلاحظ إن المنطقة جنوب خط الاستواء في هذا الفصل تسجل قيم أعلى من المنطقة شمال خط الاستواء في الفصل السابق. يعود السبب في ذلك إلى إن الجبهة المداري ITCZ وهي المنطقة الأشد تغييماً تبقى شمال خط الاستواء في معظم أيام السنة.



الخريطة٢-١٣: التوزيع الجغرافي للاشعاع الشمسي لشهر كانون الاول الذي يمثل اشهر الشتاء.

أما في النصف الشمالي فان بعد الشمس عنه يجعل التناقص في كمية الإشعاع الشمسي شديدا. حيث تتراوح قيم الإشعاع بين ٤٥٠ – ٢٥٠ سعرة/سم٢ /يوم بين الاستواء ودائرة عرض ٣٠°شمالا. وبين دائرتي عرض ٣٠°- ٤٠° تتراوح بين ٢٥٠ – ١٥٠ سعرة /سم٢ /يوم وتسجل اقل من ٥٠ سعرة/سم٢ /يوم شمال دائرة عرض ٥٠° شمالا. وهكذا فان المنطقة القطبية لا تستلم أية كمية خلال هذا الفصل بسبب الليل القطبي. أن التوزيع الفصلي للإشعاع الشمسي يعكس العوامل المؤثرة على هذا التوزيع بشكل واضح ويبين أن التوزيع في النصف الشمالي يعاكس التوزيع في النصف الجنوبي.

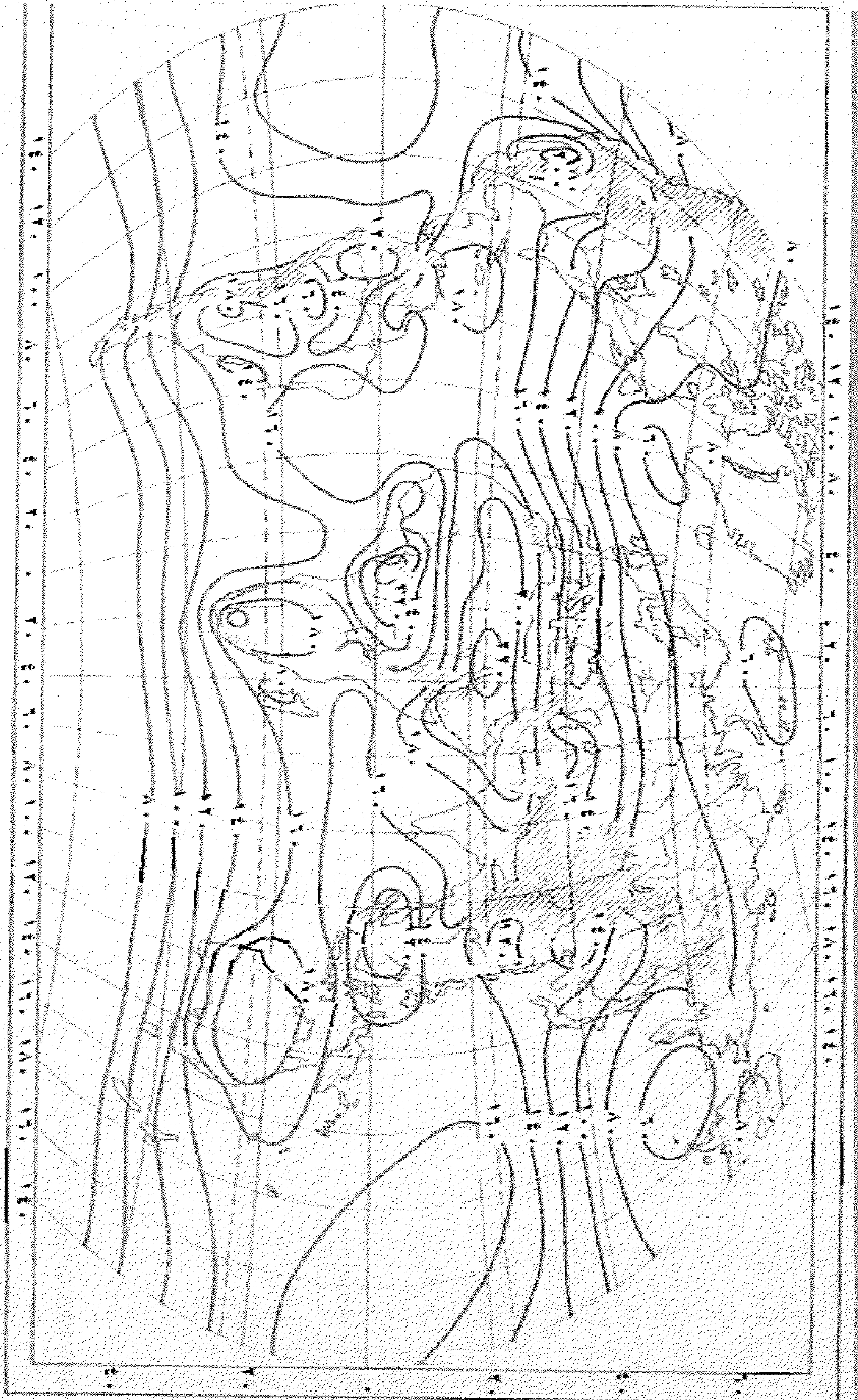
٢- ٢- ٦- ٣ التوزيع السنوي للإشعاع الشمسي

Annual Distribution Of Radiation

أن التوزيع السنوي للإشعاع يعكس تأثير صفاء السماء أكثر مما يعكس تأثير زاوية السقوط وطول النهار. وذلك لان اختلاف الزاوية وطول النهار بين الفصول يعبر عنه بالمعدل في التوزيع السنوي, حيث أن الزاوية العمودية على مدار السرطان مثلاً في حزيران سيقابلها ميلان الزاوية في كانون الأول.

كما إن طول النهار مثلاً فوق المنطقة القطبية الشمالية في الصيف ولمدة ستة اشهر سيقابلها ليل قطبي لستة اشهر الشتاء. لذلك لا يظهر تأثير هذين العاملين على التوزيع السنوي للإشعاع الشمسي. تشهد المناطق الصحراوية في العالم أيام قليلة للتغييم حيث تبقى الشمس ساطعة معظم أيام السنة, لذلك تسجل المناطق الصحراوية أعلى معدل للإشعاع الشمسي في العالم. معنى ذلك يحافظ المدارين على قيم عالية للإشعاع طول العام. (الخريطة رقم ٢-١٤). فتظهر قيمة ٢٢٠ كيلو سعرة/سم٢ / يوم في صحراء النوبة بين مصر والسودان وهي أعلى قيمة على الإطلاق. وتظهر قيمة ٢٠٠ كيلو سعرة/سم٢

/يوم في الصحراء الكبرى والجزيرة العربية وصحراء أمريكا الشمالية. وقيمة ١٨٠ كيلو سعرة/سم٢/يوم على صحراء كلهاري في أفريقيا وصحراء استراليا وصحراء بتكونيا في أمريكا الجنوبية. إن اختلاف كمية التغييم بين الصحاري في النصف الجنوبي والنصف الشمالي هي المسئولة عن اختلاف كمية الأشعة الواصلة إلى الصحاري الجنوبية التي هي اقل من كمية الأشعة الواصلة إلى الصحاري الشمالية. لذلك تحتل المناطق المدارية بين دائرتي عرض ٢٠° – ٣٠° جنوباً وبين دائرتي عرض ٢٠° – ٤٠° شمالاً المرتبة الأولى في كمية التوزيع السنوي. مع ملاحظة أن سواحل غرب القارات أكثر إشعاعا من سواحل شرق القارات وعلى نفس دائرة العرض. تأتي المنطقة الاستوائية بالمرتبة الثانية حيث تسجل بين ١٦٠–١٢٠ كيلو سعرة/سم٢/يوم وذلك لكثرة الغيوم فوقها على مدار العام, مع ملاحظة إن قيمة ١٢٠ كيلو سعرة يكون فوق خط الاستواء وهي المنطقة الأكثر تغييماً. ويقل الإشعاع كلما اتجهنا شمال مدار السرطان وجنوب مدار الجدي ليصل إلى ٨٠ كيلو سعرة شمال دائرة عرض ٤٠° شمالاً وجنوب دائرة عرض ٤٠° جنوباً, والى اقل من ٦٠ كيلو سعرة/ سم٢ /يوم فوق القطبين. يتضح من هذا العرض إن التوزيع السنوي للإشعاع الشمسي يتأثر بالتغييم أولاً ثم بزاوية السقوط ثانياً, وبذلك سنرى لاحقاً إن توزيع درجة الحرارة كمعدل سنوي سيتأثر بهذا التوزيع.



الخريطة-٣-١٤: التوزيع الجغرافي للمعدل السنوي للإشعاع الشمسي على العالم.

الفصل الثالث

الحــرارة

الحرارة

٣ - ١ الحرارة ودرجتها وطرق انتقالها
Heat and Temperature and it's Transmission

تعرف الحرارة على إنها كمية الطاقة التي يحصل عليها جسم ما فتزيد من سخونته. ففي الطبيعة لا يوجد جسم ليست فيه طاقة, لذلك فان الأجسام تختلف في كمية الطاقة التي تحتوي عليها. أما درجة الحرارة فهي الوسيلة المستخدمة لقياس كمية الطاقة في الجسم أو كمية الحرارة. فهناك فرق بين الطاقة نفسها وقياس الطاقة. فالكلمتان إذاً ليستا واحدة كما يبدو لأول وهلة, علماً أنهما غالباً ما تستعملان معاً أو نستعمل كلمة لنعني بها الكلمة الأخرى. فأحيانا نقول الحرارة لنعني درجة الحرارة والعكس صحيح.

تختلف كمية الطاقة بين جسم وأخر رغم تساوي درجة حرارتهما. لان كمية الطاقة في الجسم تعتمد على طبيعة الجسم نفسه وكتلته, فالجسم الكبير يحتوي على طاقة اكبر بكثير من الجسم الصغير. بينما درجة الحرارة في الجسم تعتمد على الحرارة النوعية في ذلك الجسم. والحرارة النوعية هي كمية الطاقة المطلوبة لرفع درجة حرارة الجسم درجة حرارية واحدة. فالحرارة النوعية بين الماء والأرض اليابسة مختلفة. لذلك لو أعطينا نفس كمية الطاقة إلى ماء والى تربة فإننا سوف نلاحظ إن درجة حرارة التربة تسجل ارتفاعاً عن درجة حرارة الماء, وذلك لان الحرارة النوعية للماء اكبر من الحرارة النوعية للتربة.

تنتقل الطاقة بثلاثة طرق:

(١) الإشعاع Radiation: وهي طريقة نقل الطاقة بدون واسطة. حيث إن الأجسام المحتوية على طاقة أو منتجة للطاقة تشع. والأشعة التي تخرج منها هي الأشعة الكهرومغناطيسية التي لها القدرة على التحرك الذاتي بدون وجود جسم وسيط لنقلها. حيث أن للأشعة أطوال موجية تقاس بالميكرون، وهو وحدة قياس (١ مليمتر يساوي ١٠٠٠ ميكرون). فالقوانين الفيزيائية تشير إلى أن كل جسم درجة حرارته اكبر من الصفر المطلق تشع. وان طول موجة الإشعاع الصادرة من الجسم تعتمد على درجة حرارة الجسم. فجسم حار مثل الشمس تخرج منة أشعة قصيرة الموجة، بينما جسم بارد مثل الأرض تخرج منة أشعة طويلة الموجة. والإشعاع هو الطريقة الوحيدة التي تنتقل فيها الطاقة من الشمس التي هي المصدر الأساسي للطاقة للغلاف الغازي والأرض. فلولا الإشعاع لما استطاعت الطاقة الشمسية أن تنتقل من خلال الفراغ الخالي من الهواء بين الشمس والغلاف الغازي. كما إن الهواء شفاف أمام الأطوال الموجية القصيرة، لذلك يسمح للأشعة الشمسية القصير من النفاذ للوصول إلى سطح الأرض. إن الشعور بحرارة جسم يقف بالقرب منك خاصة في أيام الشتاء هو نقل للطاقة بالإشعاع.

(٢) الحمل Convection: وهي طريقة لنقل الطاقة عن طريق انتقال كامل للكتلة الحاملة للطاقة إلى مكان أخر. فلو وضعنا مدفئة في زاوية من الغرفة، فإننا سنلاحظ إن جو الغرفة سيدفأ بعد قليل. ولنتأكد من أن الطاقة لم تنتقل بالإشعاع فقط فان وجود دخان في الغرفة سيبين حركة الهواء. سنلاحظ إن جزء الدخان الموجود فوق المدفئة سيتمدد مرتفعاً إلى الأعلى، لان التسخين جعل منة اخف وزناً من الهواء المجاور له. ارتفاع الدخان إلى الأعلى سيجعل الدخان المجاور يحل محلة، وبعد أن يسخن

يتحرك مرتفعاً وهكذا. أي إننا سنلاحظ بعد فترة إن هناك دورة هوائية في الغرفة مما يعني انتقال كتلة الهواء الساخنة لتسخن الأجزاء الأخرى. نفس الشيء يحدث للماء الذي يوضع على النار لتسخينه حيث سنلاحظ ارتفاع الماء من أسفل الإناء الملامس للنار إلى الأعلى، ليحل محلة ماء بارد من الأعلى وهكذا إلى أن يسخن الماء كله. طريقة نقل الطاقة بالحمل تقتصر على الغازات والسوائل.

(٣) التوصيل Conduction: وهي طريقة لنقل الطاقة عن طريق التماس. فكل الأجسام تتكون من جزيئات تزداد حركتها إذا ازدادت الطاقة فيها. فعند تسخين قضيب من الحديد من احد أطرافه مثلاً، فان الطاقة ستنتقل بسرعة إلى الطرف الأخر من القضيب. ما يحصل هو أن الجزيئات المكونة للحديد لتقاربها فان الجزيء الملامس للنار سوف يسخن فتزداد حركته لذلك سينقل جزءاً من الطاقة إلى الجزيء الملاصق له .وهكذا إلى أن تنتقل الطاقة عبر القضيب كله. إن طاقة التوصيل تكون على أشدها في الأجسام ألصلبه، وتضعف في الأجسام السائلة، وتضعف أكثر في الأجسام الغازية. لذلك يقال إن هناك أجسام جيدة التوصيل للحرارة وأجسام أخرى رديئة التوصيل للحرارة، والهواء من الأجسام الرديئة التوصيل للحرارة.

يلاحظ مما سبق إن انتقال الطاقة من الشمس إلى الغلاف الغازي تتم عن طريق الإشعاع، فالإشعاع إذا هو المسئول الأكبر عن نقل الطاقة. إن اختلاف كمية الإشعاع بين العروض المختلفة يؤدي إلى أن تنتقل الطاقة بين أجزاء الغلاف الغازي بالحمل. فينقل الهواء الساخن إلى أجزاء باردة عن طريق الرياح والاضطرابات ألطقسية والهواء البارد إلى المناطق الدافئة، وكذلك عن طريق التيارات البحرية التي تنقل الماء إلى المناطق الباردة والماء البارد إلى المناطق الدافئة ليسخن. فالحمل يساهم بنقل كمية جيدة من الطاقة بين أجزاء الغلاف

الغازي. واقل نقل للطاقة يتم عن طريق التوصيل، حيث تسخن طبقة رقيقة من الهواء ملامسة للأرض لا تزيد عن عدة سنتمترات.

٣-٢ مفهوم الحرارة الحسية Sensible Heat

إن درجة الحرارة التي يشعر بها الجسم البشري تختلف إلى حد ما عن الحرارة التي يسجلها المحرار. فالجسم البشري منتج للطاقة، فالغذاء الذي يتناوله الإنسان يحترق في الجسم ليتحول إلى طاقة لكي يحافظ الجسم على درجة حرارة ثابتة. لذلك إذا كانت درجة حرارة الهواء اكبر من درجة حرارة الجسم (٣٧ْم) فان الجسم سيكتسب طاقة من الهواء ترفع من درجة حرارته. وفي هذه الحالة فان الجسم سيفرز العرق ليخفف من درجة حرارته ويعيدها إلى ٣٧ْم، وتزداد كمية العرق المفروز كلما ارتفعت درجة حرارة الجسم. وفي حالة انخفاض درجة حرارة الهواء عن ٢٠ْم، فان الجسم ستصيبه رعشة ليدفع بكميات متزايدة من الدم إلى قرب الجلد ليعوض عن الحرارة التي يفقدها الجسم إلى المحيط الهوائي.

وكلما انخفضت درجة حرارة الهواء أكثر ازدادت الرعشة. الفارق في درجات حرارة الهواء بين ٢٠ْم-٣٧ْم يعبر عنها بدرجات الراحة. فالدرجات القريبة من ٢٠ ْم تعتبر مريحة للإنسان لأنه يفقد القليل من الطاقة ليتلاءم مع الهواء المحيط به. ودرجات الحرارة أكثر من ٢٥ْم إلى درجة حرارة الجسم تعتبر قريبة من الراحة لان الجسم يبدد الطاقة الفائضة بسهولة عن طريق التعرق.

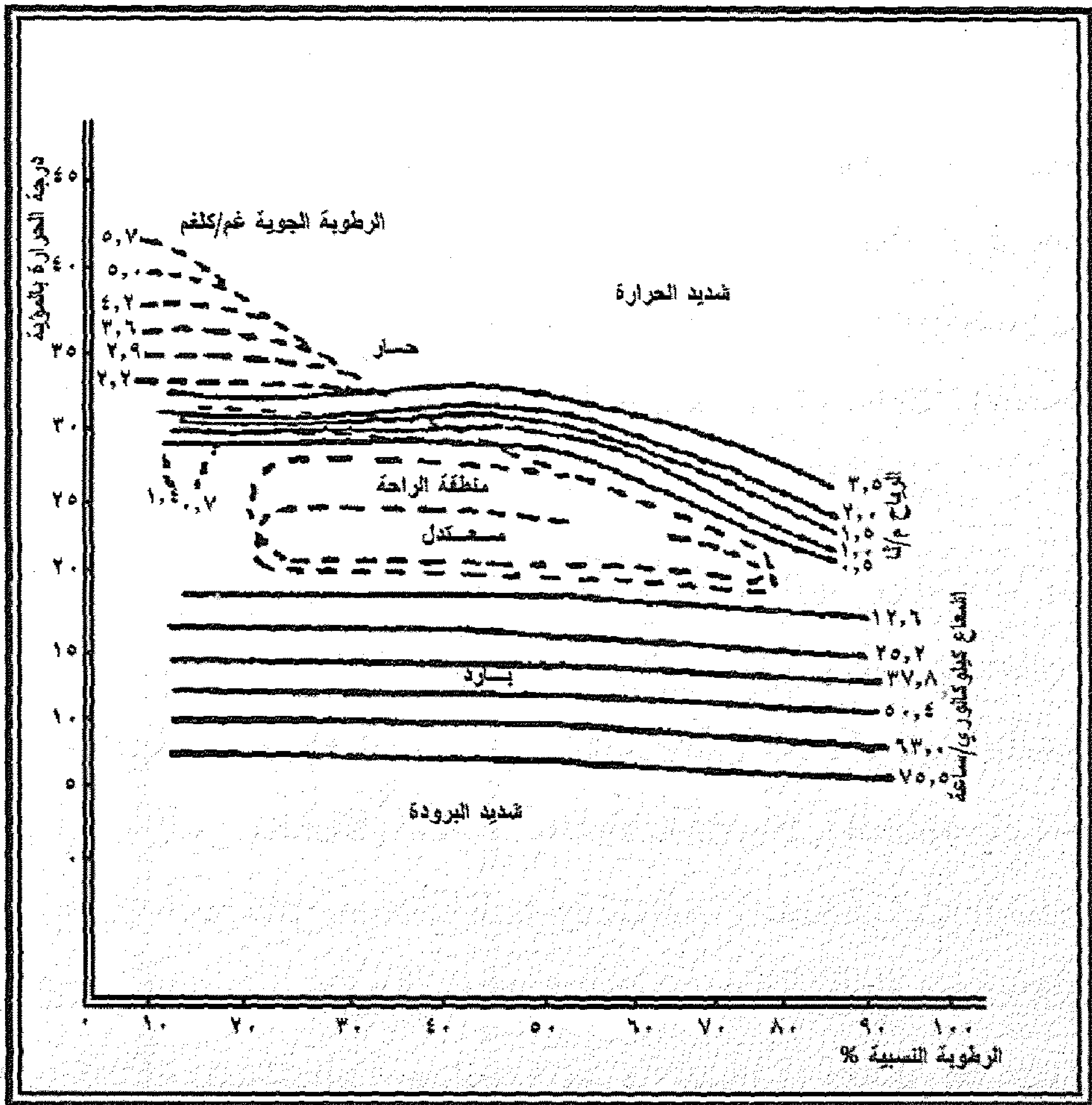
هناك عنصران يؤثران على هذا الشعور وهما الرطوبة الجوية والرياح. فالرطوبة المرتفعة مع ارتفاع درجات الحرارة تؤدي إلى تزايد الشعور بالحرارة، حيث إن الرطوبة العالية في الهواء تمنع تبديد العرق من الجسم فتبطئ من تبديد الحرارة من الجسم. في حين إن سرعة الرياح مع انخفاض الحرارة تؤدي إلى الشعور بانخفاض اكبر في درجة الحرارة، حيث إن الرياح السريعة تسرع تبدد

الطبقة الهوائية المحيطة بالجسم مما يؤدي إلى شعور اكبر في انخفاض الحرارة. لذلك فان أي محاولة لمعرفة تأثير الحرارة على الجسم يجب أن تأخذ هذه العناصر بنظر الاعتبار, كما يمكن إضافة الإشعاع الشمسي المباشر. فالمحارير تسجل درجة حرارة الهواء في الظل, وكذلك يجب حساب تأثير الحرارة على الجسم البشري في الظل, لان الجسم يختلف عن الهواء فهو قادر على امتصاص الأشعة القصيرة الموجة, لذلك فهو قادر على امتصاص الإشعاع الشمسي المباشر.

ومن هنا فان عدد من المحاولات التي تمت لحساب درجة الراحة لدى الإنسان وفي ظروف مختلفة أخذت هذه العناصر بنظر الاعتبار. في حين محاولات أخرى ركزت على الرطوبة في الهواء وأهملت بقية العناصر. وفي محاولات أخرى فقد ركزت على الرطوبة وسرعة الرياح وأهملت الإشعاع الشمسي.

قبل أن نتناول طريقتين لحساب راحة الإنسان لابد من التذكير بأن شعور الإنسان بالراحة يختلف بين إنسان وأخر. فالناس اللذين يعيشون في نفس المنطقة يختلف شعورهم بالراحة تبعاً لاختلاف وضعهم النفسي, والصحي, والعمر. فالمشاكل النفسية والصحية تؤثر على الشعور بالراحة, كما إن كبار السن أكثر حساسية للحرارة المرتفعة والمنخفضة من الشباب. أما الناس اللذين يعيشون في مناطق مختلفة فان شعورهم يختلف لأنهم يتأقلمون لمناخ المناطق التي يعيشون فيها. فالإنسان في المناطق الاستوائية يشعر بالبرد ويشعل النار للتدفئة إذا انخفضت درجة الحرارة عن ١٨°م, في حين إن عدد من الناس يموتون في المناطق الباردة إذا ارتفعت درجة الحرارة عن ٣٠°م, بينما سكان المناطق المدارية يمكنهم أن يتحملوا ارتفاع حرارة إلى أكثر من ٤٠°م.

وضع اولجياي مخططاً بيانياً يوضح فيه منطقة الراحة وتعديل درجات الحرارة المرتفعة والمنخفضة للوصول بها إلى منطقة الراحة باستعمال سرعة الهواء والرطوبة إذا ارتفعت الحرارة، والإشعاع الشمسي إذا انخفضت الحرارة (الشكل ٣-١).



الشكل ٣-١

الشكل البياني البيئي لمنطقة الراحة وتعديلاته.

تتراوح منطقة الراحة في المناطق المدارية بين ٢٧°م إلى ٢٢°م على أن لا تتجاوز الرطوبة النسبية في الهواء ٨٠٪. وفي حالة ازدياد الرطوبة عن ٥٠٪ فان الحد الأعلى للحرارة يتناقص ليصبح ٢٤°م بدلاً من ٢٧°م (الشكل ٣-١). أما في المناطق المعتدلة فان الراحة بين ٢٥°م إلى ١٩°م. ونفس الشيء يحدث إذا ارتفعت الرطوبة النسبية. يوضح الشكل انه يمكن أن تعدل درجة الحرارة باستخدام سرعة الرياح والى حرارة مقدارها ٣٢°م. أو إضافة رطوبة للهواء في المناطق الجافة على أن لا تزيد رطوبة هوائها عن ٣٠٪ والى حرارة ٤٢°م. أما في حالة انخفاض الحرارة فانه يمكن استخدام الإشعاع الشمسي المباشر لرفع درجة الحرارة وبكميات متصاعدة حسب انخفاض درجة الحرارة والى حرارة ١٠°م.

معظم الطرق التي حسبت راحة الإنسان توصلت إلى إنها بين ٢٠°م-٢٥°م، مع رطوبة نسبية اقل من ٨٠٪. حيث توضح معادلة دليل الحرارة/ الرطوبة ذلك. فالمعادلة التي تستخدم الحرارة المسجلة على المحرار الجاف والمحرار الرطب تتوصل إلى حساب درجة الراحة لكل رطوبة نسبية. والمعادلة هي:

$$THI = 0.4\,(Ta+Tw) + 4.8$$

حيث أن: **THI** = دليل الحرارة الرطوبة

Ta = درجة الحرارة على المحرار الجاف

Tw = درجة الحرارة على المحرار الرطب

فإذا كانت قيمة THI اكبر من ٢٠°م واقل من ٢٧°م فان الإنسان يشعر بالراحة. ويجب التذكر دائماً إن هذه القيم وضعت لداخل المنزل. ولتوضيح فكرة اختلاف الحرارة المسجلة على المحرار عن الحرارة المحسوبة في هذه المعادلة فان الجدول (٣-١) يبين هذه الفكرة.

الجـدول ٣-١: درجـة الحـرارة المحسوبة مـن معادلـة THI مقارنـه بـالحرارة المسجلة بالمحرار.

درجة حرارة المحرار	درجة الحرارة المحسوبة بالدرجة المئوية																				
٦٠	٥٢																				
٥٧	٤٩	٥٣																			
٥٤	٤٧	٥٠	٥٥																		
٥٢	٤٤	٤٧	٥١	٥٥	٦١																
٤٩	٤٢	٤٤	٤٧	٥١	٥٤	٥٩	٦٤														
٤٦	٣٩	٤٢	٤٤	٤٦	٤٩	٥٣	٥٧	٦٢	٦٦												
٤٣	٣٧	٣٩	٤١	٤٢	٤٤	٤٧	٥١	٥٤	٥٨	٦٢	٦٦										
٤١	٣٥	٣٦	٣٨	٣٩	٤١	٤٣	٤٥	٤٨	٥١	٥٤	٥٧	٦١	٦٥								
٣٨	٣٣	٣٤	٤٥	٣٦	٣٧	٣٨	٤٠	٤٢	٤٣	٤٦	٤٩	٥٢	٥٦	٥٩	٦٢						
٣٥	٣١	٣١	٣٢	٣٣	٣٤	٣٤	٣٦	٣٧	٣٨	٤٠	٤٢	٤٣	٤٦	٤٨	٥١	٥٤	٥٨				
٣٢	٢٨	٢٩	٢٩	٣٠	٣١	٣١	٣٢	٣٣	٣٤	٣٥	٣٦	٣٧	٣٨	٣٩	٤١	٤٣	٤٥	٤٧	٥٠		
٢٩	٢٦	٢٦	٢٧	٢٧	٢٨	٢٨	٢٩	٢٩	٣٠	٣١	٣١	٣٢	٣٢	٣٣	٣٤	٣٥	٣٦	٣٧	٣٩	٤١	٤٢
٢٧	٢٣	٢٣	٢٤	٢٤	٢٥	٢٥	٢٦	٢٦	٢٦	٢٧	٢٧	٢٧	٢٨	٢٨	٢٩	٣٠	٣١	٣١	٣٢	٣٢	٣٣
٢٤	٢١	٢١	٢١	٢٢	٢٢	٢٢	٢٣	٢٣	٢٣	٢٣	٢٤	٢٤	٢٤	٢٤	٢٥	٢٥	٢٦	٢٦	٢٦	٢٦	٢٧
٢١	١٨	١٨	١٨	١٨	١٩	١٩	١٩	١٩	٢٠	٢٠	٢١	٢١	٢١	٢١	٢١	٢١	٢٢	٢٢	٢٢	٢٢	٢٢
رن٪	٠	٥	١٠	١٥	٢٠	٢٥	٣٠	٣٥	٤٠	٤٥	٥٠	٥٥	٦٠	٦٥	٧٠	٧٥	٨٠	٨٥	٩٠	٩٥	١٠٠

درجات الضغط الحراري	معدل الحرارة
حذر	٢٧-٣٢
حذر شديد	٣٢-٤١
خطر	٤١-٥٤
خطر شديد	اكبر من ٥٤

يلاحظ من الجدول إن درجة الحرارة بالنسبة للجسم تكون اقل من الحرارة المسجلة في المناطق الجافة، بينما يشعر الجسم بدرجة حرارة أعلى من المسجلة كلما ارتفعت الرطوبة. وبشكل عام فان كمية الرطوبة ٥٠٪ تعتبر فاصلة بالنسبة للشعور بارتفاع الحرارة. ويلاحظ في أعلى الجدول درجات الحرارة المحسوبة التي تشكل خطورة على الإنسان، حيث أن درجة ٢٧°م تعتبر فاصلة بين الشعور بالراحة من عدمه.

ولحساب الطاقة التبريدية للرياح فالجدول ٣-٢ يوضح درجات الحرارة التي يجب أن يشعر بها الإنسان في سرع مختلفة للرياح.

الجدول ٣-٢: درجة الحرارة التي يشعر بها الإنسان في سرع مختلفة للرياح.

سرعة الرياح م/ثا	درجة الحرارة المسجلة على المحرار بالدرجة المئوية											
	١٠	٤	-١	-٧	-١٢	-١٨	-٢٣	-٢٩	-٣٤	-٤٠	-٤٦	-٥١
	الحرارة التي يشعر بها حسب سرعة الرياح بالدرجة المئوية											
٠	١٠	٤	-١	-٧	-١٢	-١٨	-٢٣	-٢٩	-٣٤	-٤٠	-٤٦	-٥١
٢	٩	٣	-٣	-٩	-١٤	-٢١	-٢٦	-٣٢	-٣٨	-٤٤	-٤٩	-٥٦
٤,٥	٤	-٢	-٩	-١٦	-٢٣	-٢٩	-٣٦	-٤٣	-٥٠	-٥٧	-٦٤	-٧١
٧	٢	-٦	-١٣	-٢١	-٢٨	-٣٨	-٤٣	-٥٠	-٥٨	-٦٥	-٧٣	-٨٠
٩	٠	-٨	-١٦	-٢٣	-٣٢	-٣٩	-٤٧	-٥٥	-٦٣	-٧١	-٧٩	-٨٧
١١	-١	-٩	-١٨	-٢٦	-٣٤	-٤٢	-٥١	-٥٩	-٦٧	-٧٦	-٨٣	-٩٢
١٣,٥	-٢	-١١	-١٩	-٢٨	-٣٦	-٤٤	-٥٣	-٦٢	-٧٠	-٧٨	-٨٧	-٩٦
١٥,٥	-٣	-١٢	-٢٠	-٢٩	-٣٧	-٤٥	-٥٥	-٦٣	-٧٢	-٨١	-٨٩	-٩٨
١٨	-٣	-١٢	-٢١	-٢٩	-٣٨	-٤٧	-٥٦	-٦٥	-٧٣	-٨٢	-٩١	-١٠٠
أكثر من ١٨ م/ثا تأثير قليل	خطر قليل على الناس الذين يرتدون ملابس ملائمة				الخطر يتزايد			الخطر كبير جدا				

الأرقام المكتوبة بالأسود العريض هي أرقام الخطر المتزايد. ويلاحظ إنها محصورة بين -٣٢ إلى -٥٨. معنى ذلك إن الخطر الشديد يبدأ بعد الـ -٦٠°م. والجدول لا يحتاج إلى التعليق. من هذا العرض يتضح إن الإنسان بحاجة إلى أجهزة لقياس درجة الحرارة لان الجسم البشري لا يستطيع أن يقيسها بشكل دقيق.

٣-٣ قياس درجة الحرارة Temperature Measurements

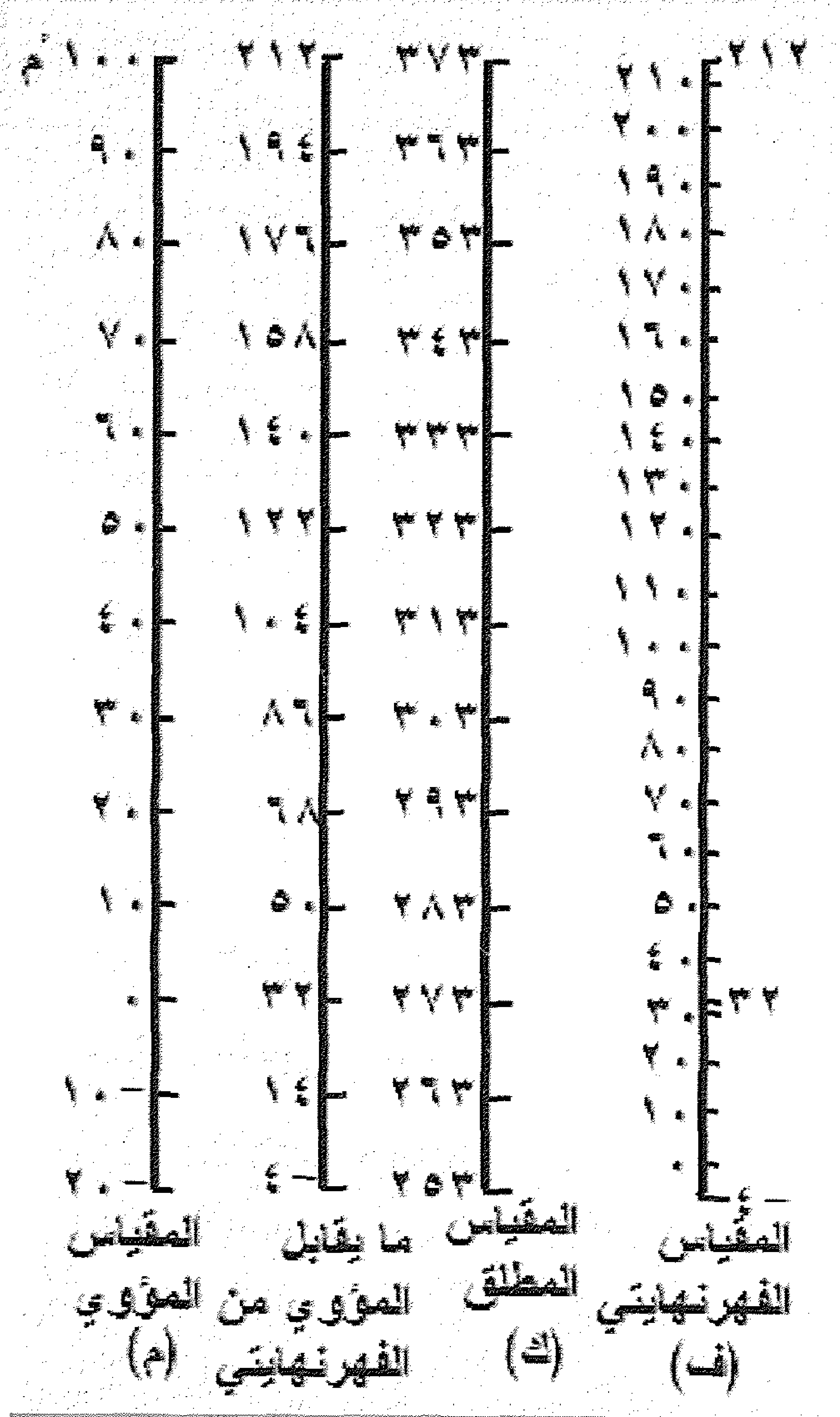
أحدث قياس درجة حرارة الهواء نقلة نوعية في دراسة الطقس. فقد مكن العاملين في هذا المجال على معرفة درجة حرارة الهواء بدقة, كما مكنهم من دراسة تأثير هذا العنصر على العناصر الأخرى وتأثير هذه العناصر على الحرارة بشكل علمي. لذلك تطورت الدراسات الطقسية بعد أن تجمعت لدينا معلومات كافية عن هذا العنصر. فقد تمكن الباحثون من توزيع درجة الحرارة

على مستوى العالم، ورسم الخرائط التي توضح هذا التوزيع، مما مكننا أن نفهم الحرارة بشكل اكبر. سنناقش في هذا المبحث الأنظمة العالمية المستخدمة في قياس الحرارة، والأجهزة المستخدمة في هذا القياس، والقياسات المختلفة، والنظام العالمي الموحد للقياس.

٣- ٣- ١ أنظمة القياس Measurement Systems

هناك ثلاثة أنظمة مستخدمة عالمياً لقياس درجة الحرارة. نظامان منها تستخدم في المحطات المناخية هما النظام المؤوي (م) والنظام الفهرنهايتي (ف)، ونظام أخر يستخدم للأغراض العلمية هو النظام المطلق – كيلفن (ك). جميع هذه الأنظمة تُستخدم لتحديد درجة الحرارة ولكن لكل منها طريقة مختلفة في كيفية حساب درجة الحرارة. فمنها ما يستخدم درجة تجمد الماء كبداية، وهو النظام المؤوي، ومنها ما يستخدم انجماد خليط من الماء والملح كبداية، وهو النظام الفهرنهايتي، ومنها ما يستخدم توقف جزيئات الأجسام عن الحركة، وهو النظام المطلق أو كيلفن. وفيما يأتي شرح لكل نظام:

(١) النظام المؤوي (م) Celsius or Centigrade System: وهو نظام يعتبر انجماد الماء صفراً، وغليان الماء ١٠٠°. لذلك يقسم المحرار الاعتيادي الذي يستخدم هذا النظام إلى ١٠٠ درجة، فهو بذلك نظام عشري سهل. فالحد الفاصل بين الدرجات الموجبة في هذا النظام والدرجات السالبة هو انجماد الماء. فكل الدرجات السالبة تعني حرارة دون انجماد الماء. والشكل (٣-٢) يوضح العلاقة بين هذا النظام والأنظمة الأخرى.



الشكل ٣-٢

مقارنة بين الأنظمة الثلاث لقياس درجة الحرارة.

يلاحظ من الشكل إن الصفر المؤوي وهو انجماد الماء يقابله ٣٢° فهرنهايتي، و ٢٧٣ مطلق (كيلفن). أما ١٠٠ درجة وهي درجة غليان الماء فتقابلها ٢١٢° فهرنهايتي، ٣٧٣ مطلق. وبذلك فان النظام المطلق هو نظام عشري يستخدم في النظام المتري مثل النظام المؤوي، بينما النظام الفهرنهايتي فهو نظام غير عشري ويستخدم في النظام الإنكليزي.

(٢) النظام الفهرنهايتي (ف) Fahrenheit System: وهو نظام لقياس درجة الحرارة يستخدم طريقة مختلفة عن النظام المؤوي. يستخدم هذا النظام خليط من الماء والملح ويعتبر انجماده هو الصفر الفهرنهايتي. لذلك انجماد الماء العذب يساوي ٣٢° في هذا النظام. ويضع بين انجماد الماء العذب وغليانه ١٨٠°. لذلك يغلي الماء حسب هذا النظام ب ٢١٢° الشكل (٣-٢). وكما أسلفنا فهو نظام غير عشري. ولأنه أكثر تعقيداً من النظام المؤوي فقد تم إلغائه في السنوات الأخيرة. ولأنه نظام استخدم في عدد من البلدان لفترة طويلة فلابد من أن نتعلم كيفية تحويله إلى النظام المؤوي.

لتحويل الدرجة الفهرنهايتية إلى الدرجة المؤوية تستخدم المعادلة الآتية:

م= ف - ٣٢ ÷ ١,٨

حيث أن: م= الدرجة المؤوية. ف= الدرجة الفهرنهايتية.

لتحويل درجة الحرارة الفهرنهايتية ٥٠°ف إلى مؤوية باستخدام المعادلة:

م = ٥٠ - ٣٢ ÷ ١,٨

م= ١٨ ÷ ١,٨

م= ١٠° أي إن ٥٠°ف تعادل ١٠°م.

ولتحويل الدرجة المؤوية إلى درجة فهرنهايتية تستخدم المعادلة الآتية:

ف= م × ١,٨ + ٣٢

لتحويل درجة الحرارة المؤوية -٤٠°م إلى فهرنهايتية باستخدام المعادلة:

ف= -٤٠ × ١,٨ + ٣٢

ف= -٧٢ + ٣٢

ف= -٤٠

من مسائل التحويل يتضح لنا إن الدرجة المؤوية تساوي ١.٨ درجة فهرنهايتية، أو إن الدرجة الفهرنهايتية تساوي ٠.٥٥ من الدرجة المؤوية. لان عدد الدرجات في النظام المؤوي بين انجماد الماء وغليانه تساوي ١٠٠°، بينما عدد الدرجات في النظام الفهرنهايتي بين انجماد الماء وغليانه تكون بين ٣٢-٢١٢ وتساوي ١٨٠°. كما يلاحظ إن النظام المؤوي يلتقي النظام الفهرنهايتي في درجة -٤٠°، وبعد ذلك لا يلتقيان أبدا. فهما نظامان غير متوازيان كما في النظام المؤوي والنظام المطلق.

(٣) النظام المطلق (كيلفن) (Kelvin) Absolute: النظام المطلق ويسمى أحياناً كيلفن ومختصره (ك) على اسم مخترعه هو نظام يستخدم في المختبرات. يستخدم النظام حركة جزيئات المادة كبداية، فلو بردنا أي جسم فان في درجة ما ستتوقف جزيئات الجسم عن الحركة. لذلك استخدم هذا النظام الدرجة التي تتوقف فيها جزيئات معظم الأجسام في الطبيعة عن الحركة واعتبرها صفراً، وهي تعادل -٢٧٣°م الشكل (٣-٢). أي أن الأجسام ستكون خالية من الطاقة نهائياً فتكون صفراً، ويبدأ الحساب بأي طاقة تضاف إليها فتحسب درجة مطلقة، لذلك فهذا النظام خالي من الدرجات السالبة. إذاً هو نظام يعبر عن كمية الطاقة في الجسم، ولكنة يستخدم النظام العشري لذلك جاء متوازياً مع النظام المؤوي. المعادلة التي تحول الدرجة المؤوية إلى درجة المطلق هي:

ك= م + ٢٧٣

حيث أن: ك = الدرجة كيلفن، م = الدرجة المؤوية.

فلو أردنا تحويل انجماد الماء صفرم إلى النظام المطلق باستخدام المعادلة:

ك= ٠° +٢٧٣

ك= ٢٧٣°

أي إن الماء يتجمد حسب هذا النظام ب ٢٧٣°ك. ويعني هذا انه حتى الماء المتجمد تتحرك جزيئاته لأنه يحتوي على ٢٧٣° من الطاقة معبر عنها بدرجات المطلق. ولتحويل الدرجة المطلقة إلى النظام المؤوي تستخدم المعادلة الآتية:

م= ك − ٢٧٣

فلو أردنا تحويل درجة غليان الماء وهي ٣٧٣°ك إلى النظام المؤوي باستخدام المعادلة:

م= ٣٧٣° − ٢٧٣

م= ١٠٠°

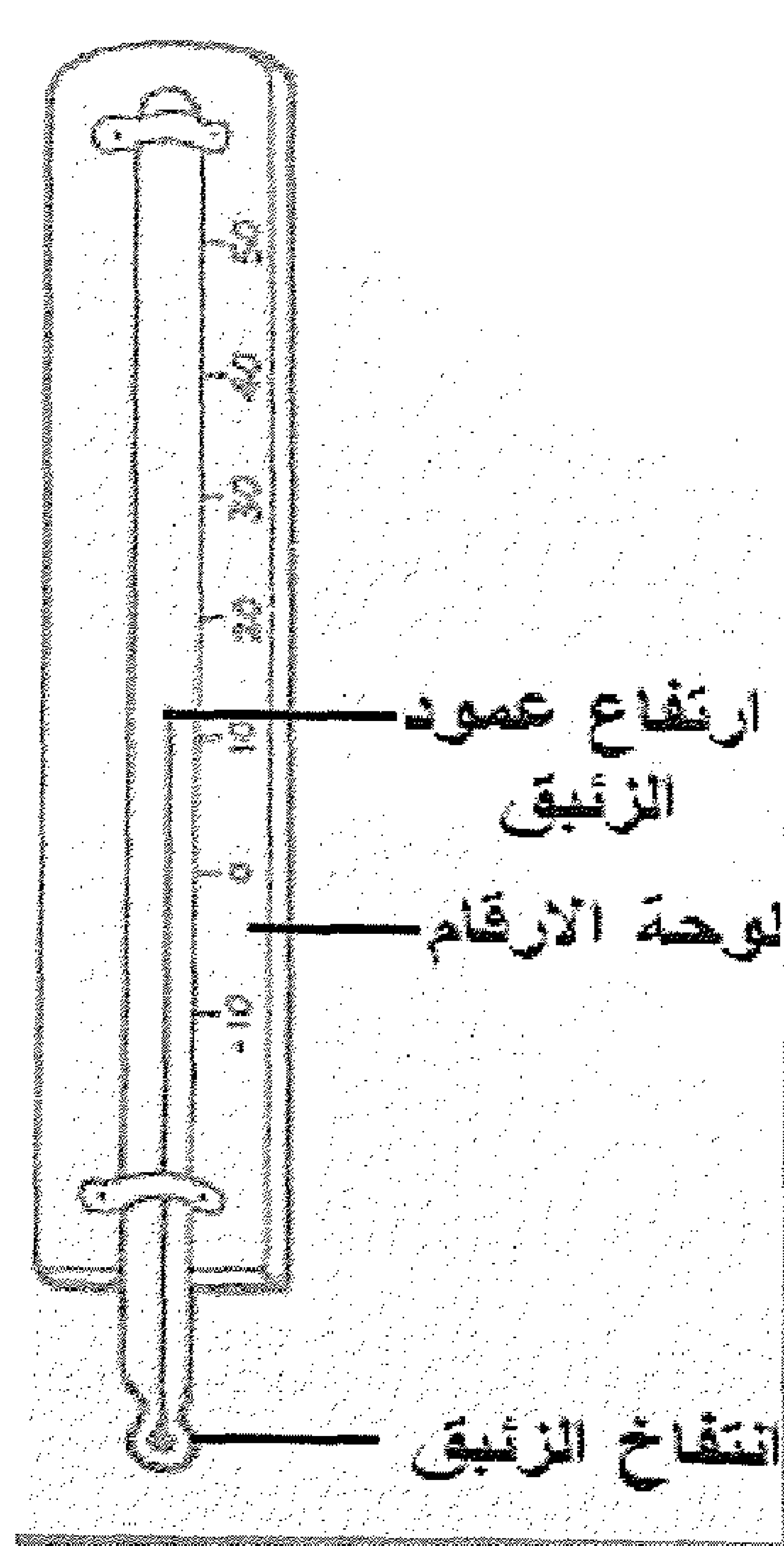
وهذه درجة غليان الماء في النظام المؤوي. الدرجات المطلقة تسبق الدرجات المؤوية ٢٧٣.

٣- ٣- ٢ أجهزة قياس درجة الحرارة Temperature Instruments

تعتمد فكرة اختراع أجهزة قياس درجة الحرارة على خاصية مهمة لجميع المواد على الأرض في تعاملها مع الحرارة. فجميع المواد على الأرض تتمدد عندما تسخن، وتتقلص عندما تبرد، عدا الماء، فانه يتقلص بالتسخين ويتمدد بالتبريد. فإذا عرف معامل التمدد فيزيائياً لأي مادة فيمكن عندها حساب درجة الحرارة. لذلك استخدمت المواد الفلزية في قياس درجة الحرارة لان معامل تمددها معروف وواضح. فهناك عدة أجهزة تُقاس بها درجة الحرارة، وسنتعرض بالشرح هنا لجهازين:

(١) المحرار الزئبقي Thermometer: يتكون من أنبوب زجاجي فيه مسار فارغ من الوسط مفرغ من الهواء، وفي نهايته السفلى يوجد انتفاخ يحتوي على مادة الزئبق (الشكل ٣-٣). الزئبق الموجود في الانتفاخ يتحسس من درجة حرارة الهواء المحيطة به، فإذا ارتفعت فان الزئبق يسخن ويتمدد

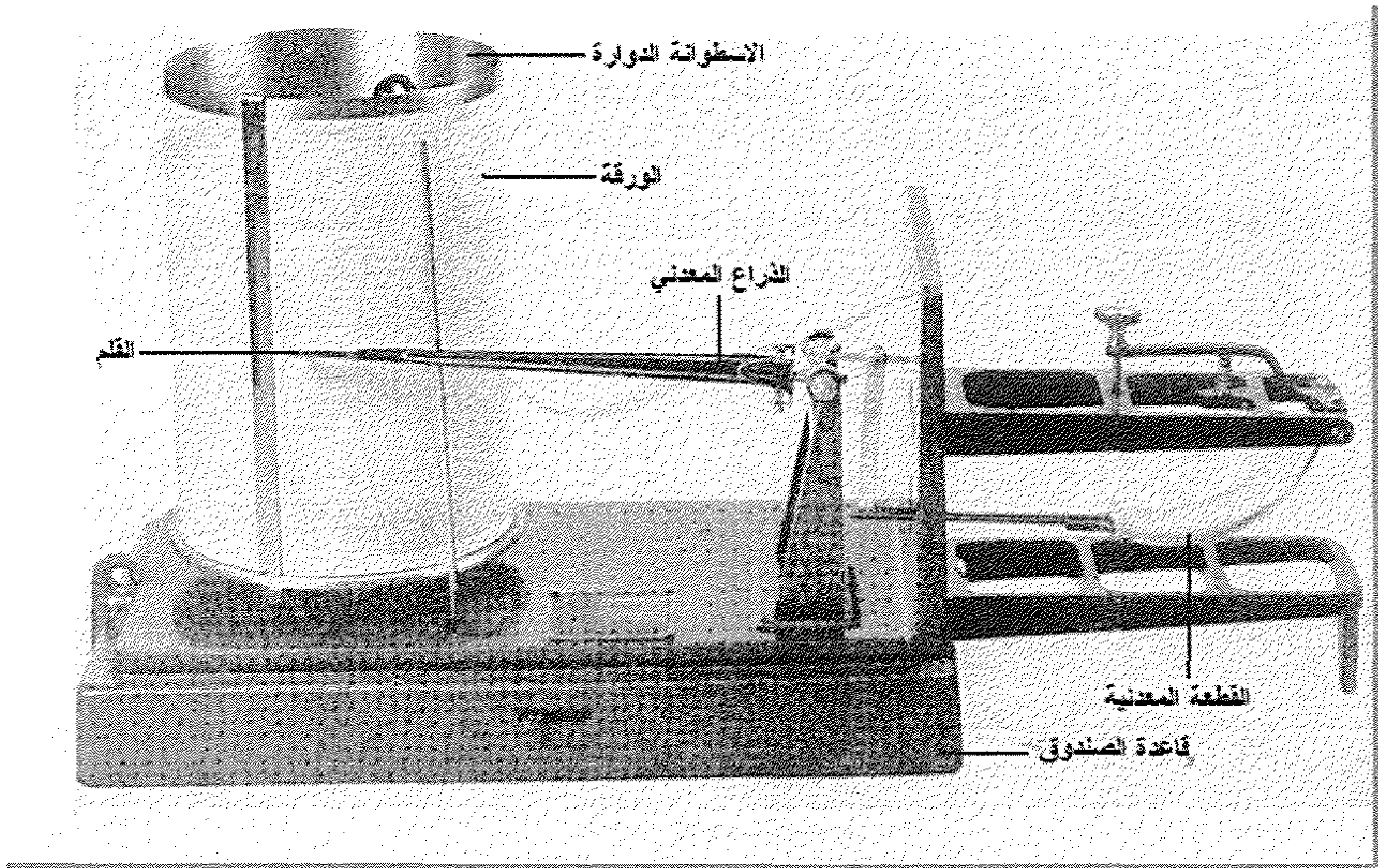
فينساب من الانتفاخ إلى المسار الفارغ أعلى منه. وحول المسار توضع أرقام مكتوبة تبين درجة الحرارة. فأعلى مكان يصل إلية الزئبق يعني درجة الحرارة لتلك اللحظة. وغالباً ما يكون المحرار الزئبقي يعبر عن الحرارة لنفس الوقت الذي يقرأ فيه. وذلك لان الزئبق سريع الاستجابة للحرارة. إن أعلى درجة للزئبق في المحرار تكون ٥٠ ْم وذلك لأنه نادراً ما ترتفع الحرارة فوق هذه الدرجة. في المناطق الباردة جداً يستعاض عن الزئبق بالكحول وذلك لان درجة انجماد الكحول أوطئ من درجة انجماد الزئبق. لذلك ولتجنب انجماد السائل يستخدم الكحول بدلاً من الزئبق. كما يستخدم الكحول في المحارير التي تقيس درجة الحرارة الصغرى الذي سنشرحه لاحقاً.



الشكل ٣-٣

المحرار الزئبقي

(٢) المحرار المسجل Thermograph: جهاز معدني يتكون من قطعة معدنية مربوطة من نهايتها بذراع معدني ينتهي بقلم. القلم يستقر على اسطوانة دوارة (تكمل دورتها كل ٢٤ ساعة أو كل أسبوع). توضع على الاسطوانة الدوارة ورقة مرقمة لدرجات الحرارة وكذلك ساعات النهار والليل (الشكل ٣-٤). هذه العدة كلها يحفظها صندوق معدني مستطيل مطلي باللون الأبيض، ليعكس الإشعاع الشمسي المباشر، وفيه فتحات لتسمح للهواء بالمرور من خلاله.



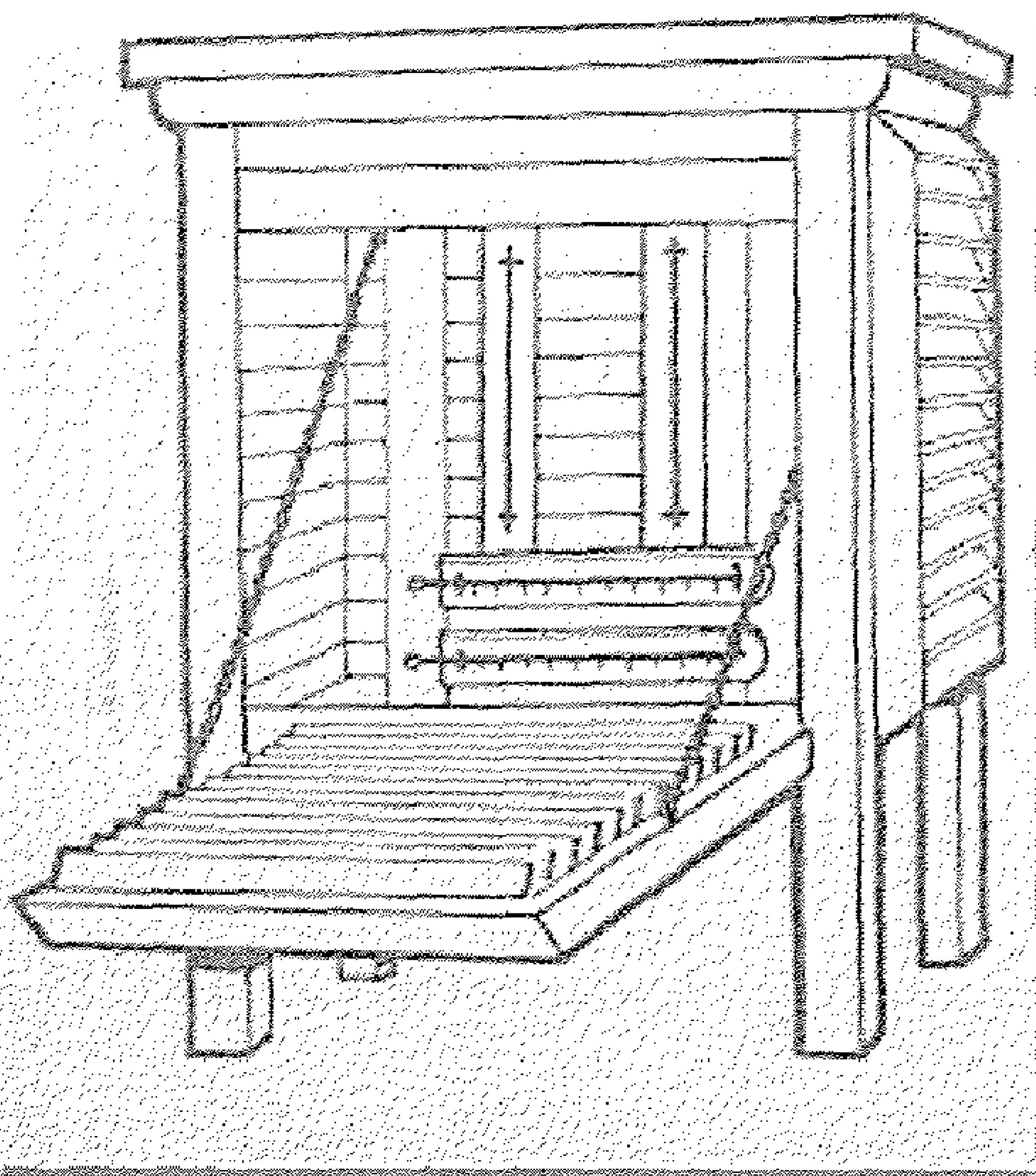
الشكل ٣-٤

المحرار المسجل

الهواء يسخن القطعة المعدنية فتتمدد فتدفع الذراع المعدني إلى الأعلى فيؤشر القلم الموجود في نهاية الذراع على الورقة الموجودة حول الاسطوانة الدوارة. استمرار العملية يتم من أن أي انخفاض في الحرارة يؤدي إلى تقلص القطعة المعدنية فينخفض المؤشر مما بدورة يخفض القلم. ارتفاع الحرارة يرفع المؤشر وانخفاضها يخفضه وبذلك يظهر خط على الورقة يبين انخفاض وارتفاع الحرارة. إذا كان الجهاز ليوم ففي نهاية اليوم تبدل الورقة الموجودة

على الاسطوانة بأخرى جديدة ليبدأ تسجيل جديد. أما إذا كان لأسبوع ففي نهاية الأسبوع تبدل الورقة. من محاسن هذا الجهاز إن العظمى والصغرى تظهر على الورقة بوضوح، كما انه لا يحتاج إلى مراقبة مستمرة. ومن مساوئه إن القطعة المعدنية تحتاج تقريباً إلى نصف ساعة لتستجيب لارتفاع الحرارة أو انخفاضها مما يعني انه لا يسجل الحرارة في موعدها. لذلك تحتاج قراءات هذا الجهاز إلى تصحيح. كما انه ثقيل ولا يصلح أن يستعمل في كل مكان.

هناك نظام عالمي متفق علية دولياً لقياس درجة الحرارة. فالمحارير الزئبقية أو الكحولية أو المسجل يجب أن توضع في صندوق خشبي فيه فتحات للتهوية ومطلي باللون الأبيض ليسمح للهواء بالدخول ويعكس الإشعاع الشمسي لكي لا يؤثر على المحارير يسمى صندوق ستيفنسن Stevenson Screen (الشكل ٣-٥). يكون ارتفاع هذا الصندوق ١,٥ متر عن سطح الأرض لكي لا يتأثر بالإشعاع الأرضي المباشر. يوضع الصندوق على قطعة من الأرض مكسوة بالحشيش وذلك لتقليل انبعاث الإشعاع الأرضي إلى أدنى مستوى. توضع المحارير في هذا الصندوق الذي يجب أن يكون بعيداً عن الأبنية والمنشئات العمرانية حتى لا تحجب حركة الهواء الحرة عنه. وقد جرت العادة أن توضع هذه الأجهزة في المطارات التي غالباً ما تكون في ظواحي المدن وفيها فضاء مفتوح.



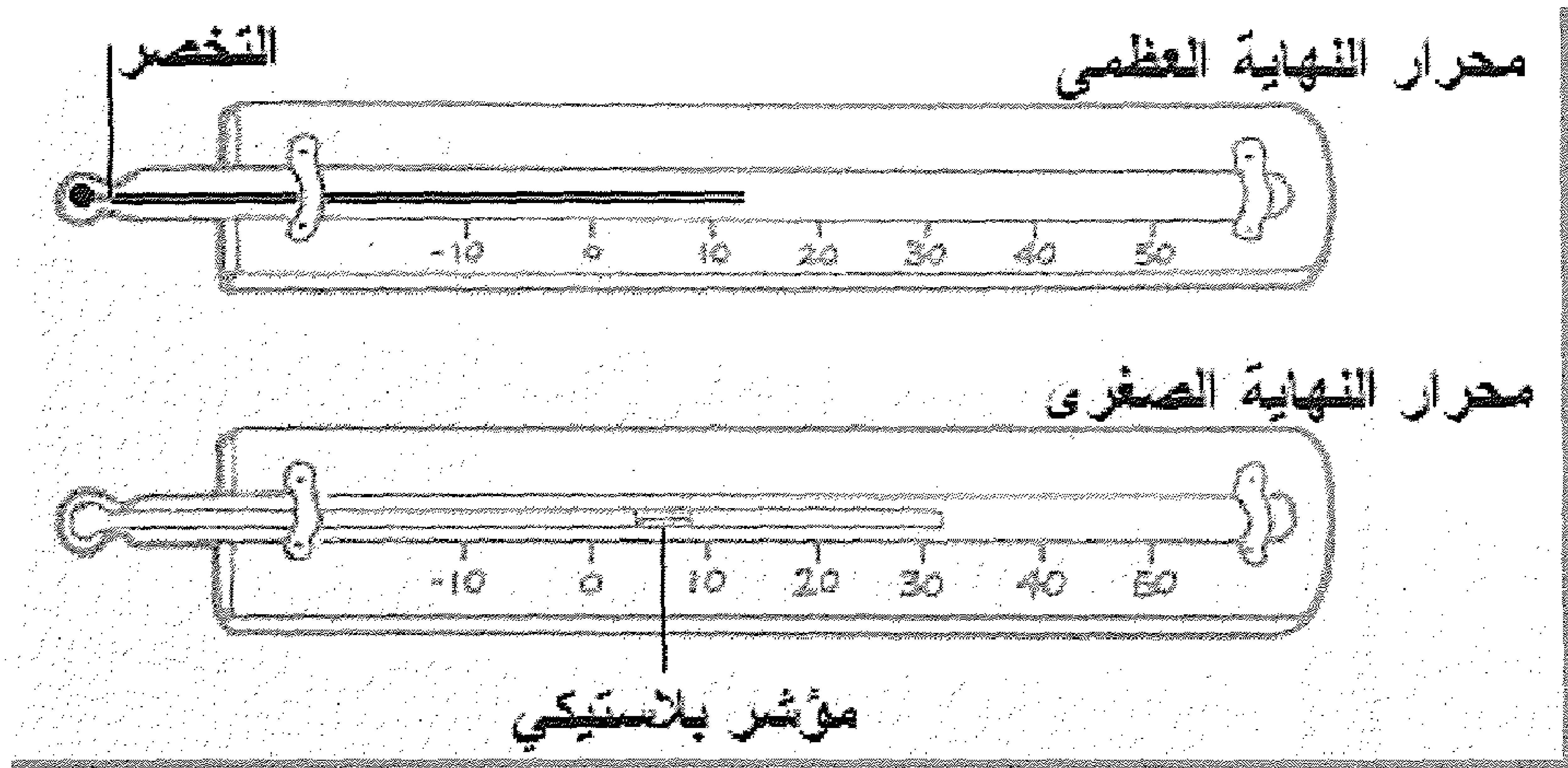
الشكل ٣-٥: صندوق ستيفنسن

٣- ٣- ٣ العظمى والصغرى والمعدل
Maximum, Minimum and Mean

تعتبر درجة الحرارة العظمى مهمة لأنها تعبر عن أعلى ارتفاع لدرجات الحرارة في اليوم. ولقد ذكرنا إن المحرار المسجل تظهر فيه العظمى والصغرى بسهولة لان الحرارة مسجلة ليوم كامل على الورق. رغم إنها غالباً ما تسجل بعد حصولها بنصف ساعة تقريباً. ويمكن معرفة درجة الحرارة العظمى من المحرار الزئبقي باستخدام محرار خاص لهذا الغرض. فمحرار النهاية العظمى مشابه للمحارير الزئبقية الأخرى إلا انه يتميز بوجود تخصر (ضيق) في مجرى الزئبق مباشرة بعد الانتفاخ الذي يحتوي على الزئبق (الشكل ٣-٦). فعند ارتفاع حرارة الهواء يسخن الزئبق ويتمدد. والقوة الناتجة عن التمدد تساعد الزئبق على عبور المنطقة الضيقة (التخصر). وعند انخفاض درجة الحرارة فان الزئبق يبرد ويتقلص فينسحب إلى منطقة تجمعه. لكن الزئبق الموجود بعد التخصر (في مجرى الزئبق) لا يعود وذلك لان ضغطة غير كافي لأعادته من خلال المنطقة الضيقة. فيبقى معلقاً. لذلك يستطيع قارئ المحارير أن يعرف درجة الحرارة العظمى متى ما أراد. ولتجهيزه للقراءة القادمة يقوم المعني بالتقاط المحرار وخضه عدة مرات بصورة عمودية ليجبر الزئبق للعودة إلى مكان تجمع الزئبق. الحقيقة إن محرار الطبيب الذي يضعه في فم المريض لقياس درجة حرارة الجسم يعمل بنفس الأسلوب. لذلك نرى الطبيب يخض المحرار عدة مرات قبل استعماله.

كما يمكن قياس درجة الحرارة الصغرى التي هي مهمة كذلك عن طريق استخدام محرار مختلف معد لهذا الغرض. محرار النهاية الصغرى يستعمل فيه الكحول. يتكون المحرار من انتفاخ في الأسفل لتجميع الكحول. ويوضع في مجرى الكحول قطعة مستطيله من البلاستك تتحرك مع حركة الكحول (الشكل ٣-٦). إن استخدام الكحول يخدم حركة القطعة البلاستيكية. فلو كان زئبقاً

بدلاً من الكحول فان القطعة البلاستكية سوف لن تتحرك لان الشد السطحي للزئبق عالي جداً. في حين إن الشد السطحي للكحول اقل من الزئبق لذلك تطفو قطعة البلاستك التي عندما يتمدد الكحول فإنها سوف تبقى في مكانها. وعند تقلص الكحول فإنها ستنسحب معه. إن بقاء المؤشر البلاستيكي مكانه عند تمدد الكحول يعني أن مؤشر البلاستك بقي يشير إلى اخفض حرارة سجلت ذلك اليوم. لذلك يستطيع الشخص المعني أن يقرأ الحرارة الصغرى في أي وقت من النهار. ولتجهيز المحرار للقراءة اللاحقة فانه يأخذ من مكانة ويقلب لتتحرك القطعة البلاستيكية إلى أعلى امتداد للكحول. ففي هذه الحالة فان الكحول عندما يبرد سيسحب المؤشر معه.



الشكل ٣-٦

محرار النهاية العظمى في الأعلى ومحرار النهاية الصغرى في الأسفل.

محراري النهاية العظمى والصغرى يتواجدان معاً دائماً ويوضعان بشكل أفقي وليس عمودي وذلك لان الوضع العمودي يسمح للزئبق في محرار النهاية العظمى بالعودة إلى مجمع الزئبق. كما إن مؤشر البلاستك سوف يبقى في الأسفل في حالة وضع المحرار عمودياً.

هناك محطات تعمل قراءات كل ساعة، وهناك محطات تعمل قراءات كل ٣ ساعات. فعند إعداد نشرة جوية أو دراسة طقس منطقة ما فليس من المعقول استخدام كل القراءات. لذلك نعمد إلى استخدام المعدل اليومي للحرارة. والمعدل يستخرج من القراءات الساعية بجمع القراءات وتقسيمها على عدد القراءات: (مجموع القراءات ÷ عدد القراءات). فلو كانت القراءات ساعية فسوف تجمع ٢٤ قراءة ويقسم الناتج على ٢٤. أما إذا كانت ٨ قراءات فتجمع هذه القراءات وتقسم على ٨. ويمكن استخراج المعدل كذلك من جمع الصغرى والعظمى وتقسيم الناتج على ٢. ولابد من القول ان القراءات في كل العالم موحدة وتتبع التوقيت المركزي توقيت غرينتش. فتبدأ إذا كانت ٨ قراءات الساعة ٠٠، ٣، ٦، ٩، ١٢، ١٥، ١٨، ٢١. المعدل المستخرج من القراءات أكثر دقة من المعدل المستخرج من مجرد استخدام العظمى والصغرى. يستخرج المعدل الشهري لدرجة الحرارة من مجموع المعدلات اليومية لدرجة الحرارة مقسومة على عدد أيام الشهر:

المعدل الشهري = **مجموع المعدلات اليومية ÷ عدد أيام الشهر.**

أما المعدل السنوي لدرجة الحرارة فيستخرج من مجموع المعدلات الشهرية مقسومة على ١٢.

المعدل السنوي = **مجموع المعدلات الشهرية ÷ ١٢.**

الجدول (٣-٣) يبين أعلى درجات الحرارة المسجلة على مستوى القارات، وكذلك أوطئ درجات الحرارة. ان هذه الشواذ الحرارية كما يحلو للبعض ان يسميها تبين أعلى وأوطئ ما وصلت اليه تسجيلات درجات الحرارة بعد اكتشاف المحرار.

٣-٤ السير اليومي والسنوي للحرارة
Diurnal and Annual Temperature

التوزيع اليومي والسنوي لدرجة الحرارة يعطي فكرة واضحة عن كيفية تصرف درجة الحرارة يومياً وسنوياً. فالحرارة ما هي إلا انعكاس لكمية الطاقة الشمسية المكتسبة والمفقودة، ولما كانت الشمس تغيب فترة وتشرق فترة، فان الحرارة ستنخفض وترتفع تبعاً لكمية الطاقة الواصلة. وعلى مستوى السنة فان الشمس تميل كثيراً أو قليلاً أو تكون عمودية، لذلك تختلف درجة الحرارة على مستوى الأشهر.

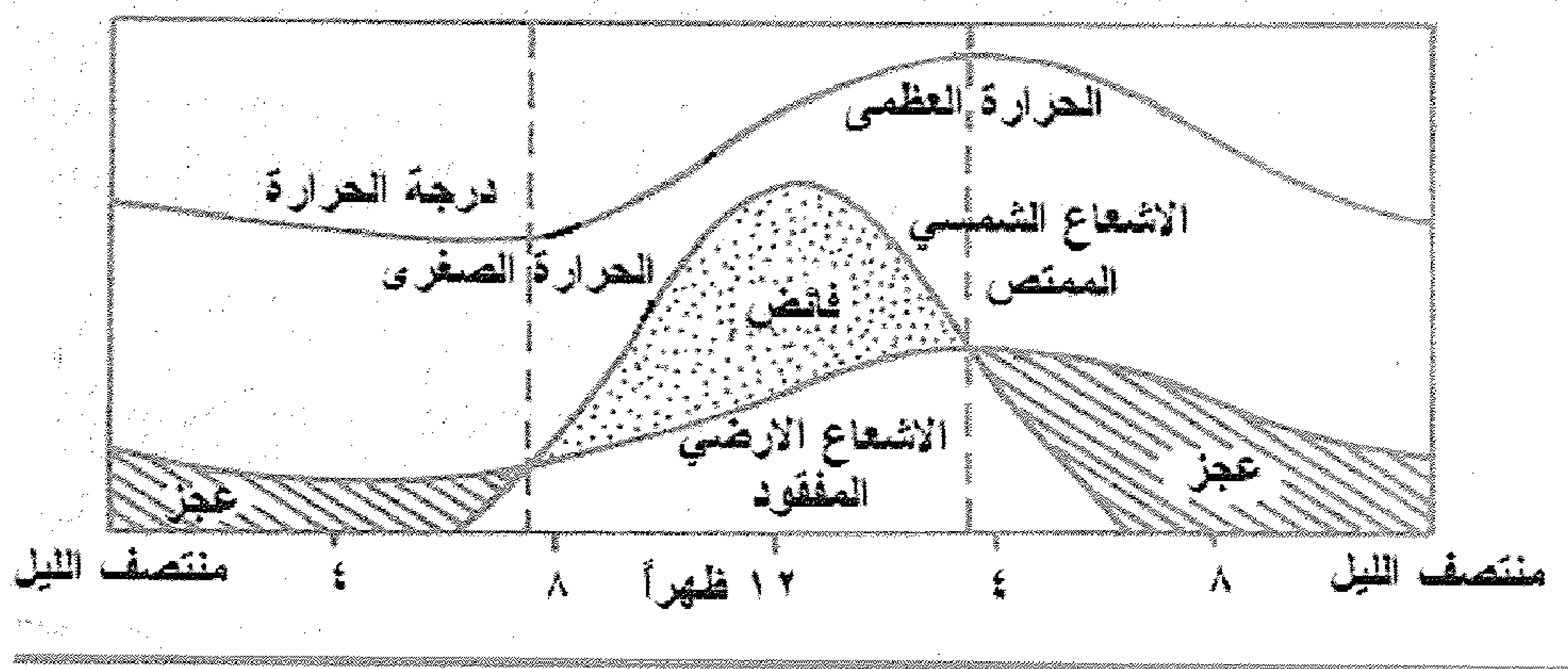
الجدول ٣-٣: أعلى وأوطئ درجات الحرارة المسجلة وأماكن تسجيلها وتاريخ التسجيل.

القارة	أعلى حرارة م°	المكان	الارتفاع متر	التاريخ	أدنى حرارة م°	المكان	الارتفاع متر	التاريخ
أفريقيا	٥٨	العزيزية (ليبيا)	١٢٥	١٩٢٢/٩/١٣	٢٤-	إيفراني (المغرب)	١٧٦٠	١٩٣٥/٢/١١
أمريكا الشمالية	٥٧.٧	سان لويس (المكسيك)	-	آب ١٩٣٣	٦٣ -	سانغ يوكون (كندا)	٦٣٠	١٩٤٧/٢/٣
أمريكا الشمالية	٥٧	وادي الموت (كاليفورنيا)	٥٨-	١٩١٣/٧/١٠				
أسيا	٥٤	تيرات تسافي (فلسطين)	٢٥٦-	١٩٤٢/٦/٢١	٧٨-	اوميكون (سيبريا)	٨٦٠	شباط ١٩٣٨
استراليا	٥٢.٥	كلونكوري (كوينزلاند)	٢٠٤	١٨٨٩/١/١٦	٢٢-	شارلوت باس (نيوساوثويلز)	-	١٩٤٧/٧/٢٢
أوربا	٥٠	سيفيل (أسبانيا)	٨,٥	١٨٨١/٨/٤	٥٥-	اوست شكوغور (روسيا)	٩٣	-
أمريكا الجنوبية	٤٩	ريفادافيا (الأرجنتين)	٢٢٢	١٩٠٥/١٢/١١	٣٣-	سارمينتو (الأرجنتين)	٢٨٨	١٩٠٧/٦/١
اوقيانوسيا	٤٢	توغيغاراو (الأرجنتين)	٢٤	١٩١٢/٤/٢٩	١٠-	قمة هاليكالا (ماوي)	٣١٩٨	١٩٦١/١/٢
القطب الجنوبي	١٤.٥	اسبيرانزا (بالميربنين)	٢٥	١٩٥٦/١٠/٢٠	٨٨,٥-	فوستوك	٣٦٨٠	١٩٦٢/٩/٢٤

٣-٤-١ السير اليومي للحرارة Diurnal Temperature

تتبع درجة الحرارة اليومية كمية الإشعاع الشمسي الواصل إلى الأرض، ولكنها تتخلف عنه بعض الوقت. فالإشعاع الشمسي الواصل إلى الأرض يُمتص أولا من الأرض فتسخن وتشع نتيجة سخونتها فيمتص الهواء الحرارة من الإشعاع الأرض. هذه الآلية تؤدي إلى تخلف الحرارة عن الإشعاع بعض الوقت. فعند شروق الشمس تبدأ الأرض تسخن من استلامها للإشعاع الشمسي. وبنفس الوقت فهي تشع (تفقد) إشعاع إلى الهواء، ولكن ما تكتسبه الأرض اكبر مما تفقده لذلك تبدأ درجة الحرارة بالارتفاع. وعند الظهر تصل كمية الإشعاع الشمسي إلى أعلى مستوى لها، ولكن مازال ما يفقد من الأرض اقل مما يكتسب، لذلك تستمر درجة الحرارة بالارتفاع الشكل (٣-٧). بعد منتصف النهار تبدأ كمية الأشعة الواصلة إلى الأرض تقل تدريجياُ نتيجة ميلان الشمس، وعندما يتساوى المكتسب مع المفقود من الإشعاع الشمسي، تسجل أعلى درجة حرارة لذلك اليوم. يظهر في الشكل إن المفقود والمكتسب يتقاطعان حوالي الساعة الثالثة بعد الظهر، وهو وقت تسجيل درجة الحرارة العظمى في العروض الوسطى في فصل الصيف.

عند تسجيل العظمى بعد الظهر تستمر كمية الإشعاع الشمسي بالتناقص، ويستمر الإشعاع الأرضي المفقود بالتزايد لفترة ثم يعود ليتناقص نتيجة تناقص الإشعاع الشمسي الممتص. ولكن يستمر ما يفقد اكبر مما يمتص فتنخفض بدورها درجة الحرارة المسجلة. بعد غياب الشمس تستمر الأرض تفقد الطاقة التي اكتسبتها خلال النهار، ونتيجة عدم وجود تعويض عما يفقد من طاقة في الليل تستمر درجة الحرارة بالانخفاض. لذلك تسجل أدنى حرارة عندما تفقد الأرض اكبر كمية ممكنة من الطاقة ليلاً وهذا يتوافق مع فترة قبل الشروق مباشرة. فقبل شروق الشمس تسجل درجة الحرارة الصغرى (الشكل ٣-٧).



الشكل ٣-٧

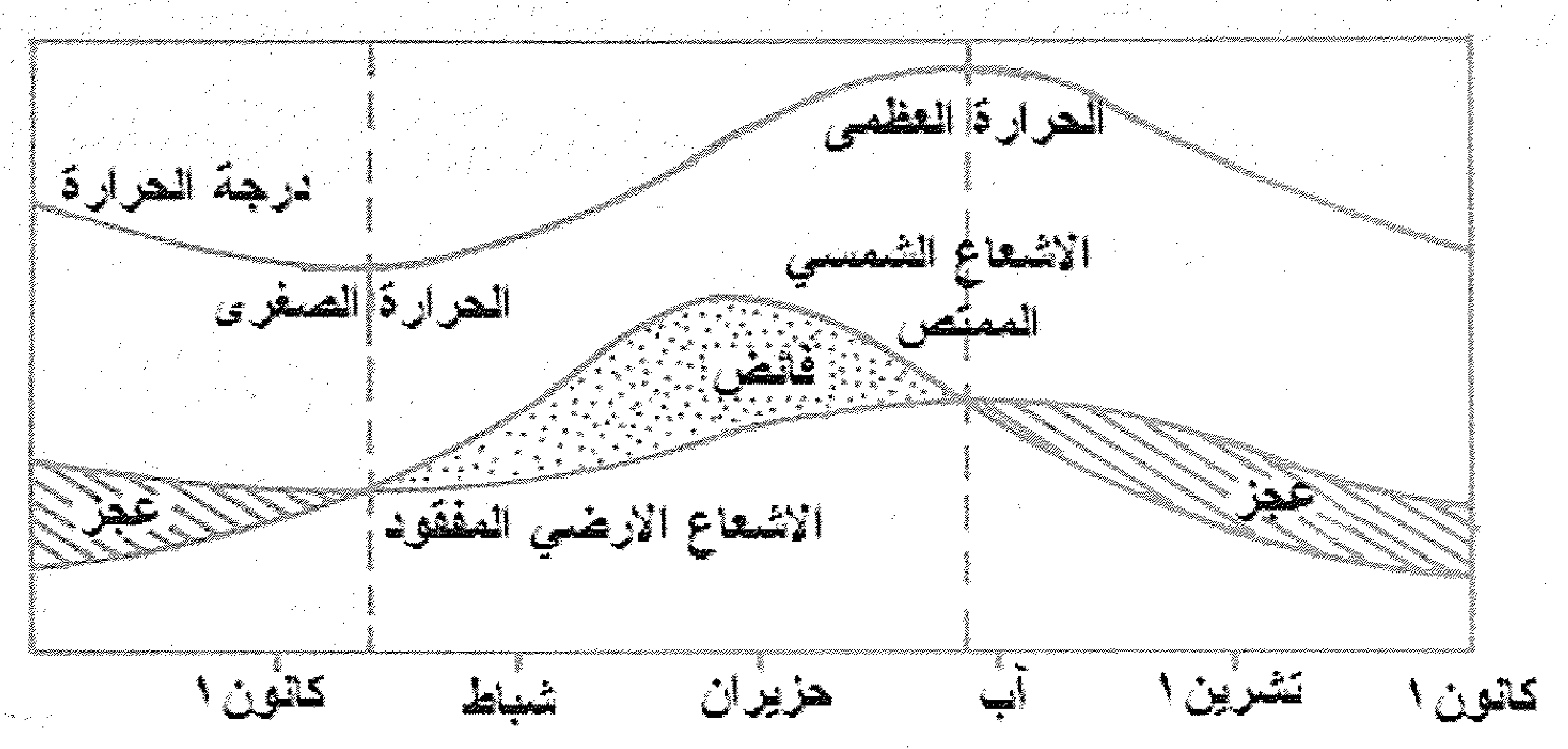
السير اليومي لدرجة الحرارة.

الشكل ٣-٧ يمثل سير الحرارة اليومي في العروض الوسطى في يوم مشمس. يختلف هذا التوزيع إذا كان اليوم غائماً, فالغيوم تقلل من الإشعاع الشمسي الوارد. كما يختلف التوزيع إذا غزت كتلة هوائية باردة المنطقة في النهار, مما يؤدي إلى خفض مفاجئ في درجة الحرارة. كما يختلف إذا كانت السماء في الليل غائمة, فالغيوم تقلل من الإشعاع الأرضي المفقود وتحصره بين طبقة الغيوم والأرض فتتباطأ عملية انخفاض الحرارة ليلاً. كما يختلف هذا التوزيع بين الصيف والشتاء. ففي الشتاء يكون الليل طويل والنهار قصير, لذلك تسجل العظمى الساعة الواحدة بعد الظهر. يختلف هذا التوزيع بين العروض كذلك. فالعروض الدنيا تفقد في الليل اقل من العروض الوسطى وذلك نتيجة وجود بخار الماء في الهواء, مما يجعل الفرق بين الليل والنهار اقل. وفي العروض العليا يكون النهار طويلاً في الصيف. أما العروض القطبية فان الشمس لا تغيب عن الأفق طوال اليوم لذلك ليست هناك فروق يومية في درجة الحرارة ويظهر خط الحرارة مستقيماً.

٣-٤-٢ السير السنوي للحرارة Annual Temperature

لا يختلف التوزيع السنوي في اتجاهه العام عن التوزيع اليومي. فالفكرة تبقى قائمة في أن الإشعاع الشمسي في الصيف أكثر من الإشعاع الشمسي في الشتاء وذلك لان زاوية الميل في الصيف أما اقل أو إنها عمودية, لذلك هناك فيض في الصيف وعجز في الشتاء. فعندما تكون الشمس عمودية على خط الاستواء في آذار تستمر الشمس في تحركها باتجاه مدار السرطان في نصف الكرة الشمالي, لذلك تبدأ درجات الحرارة بالارتفاع في هذا النصف. فالإشعاع الشمسي الممتص اكبر من الإشعاع الشمسي المفقود, وتستمر هذه العملية حتى بعد أن تكون الشمس عمودية على مدار السرطان في حزيران. ورغم عودة الشمس باتجاه خط الاستواء بعد حزيران فان زاوية سقوط الإشعاع الشمسي ما زالت جيدة بحيث إن الأرض مازالت تكسب أكثر مما تفقد (الشكل ٣-٨). وبعد أن تبتعد الشمس بشكل معقول عن مدار السرطان فان المفقود من الطاقة يتساوى مع المكتسب وبذلك تسجل أعلى درجات في هذا الشهر, وهو تموز في المناطق القارية, وآب في المناطق البحرية.

تستمر الشمس في حركتها بعيداً عن النصف الشمالي حيث تعود لتصبح عمودية على خط الاستواء في أيلول. وهكذا تستمر مناطق النصف الشمالي تفقد أكثر مما تكسب. وفي كانون الأول عندما تصبح الشمس في ابعد نقطة لها عن النصف الشمالي يستمر المفقود اكبر من المكتسب. وبعد أن تبدأ الشمس تعود باتجاه خط الاستواء, تبدأ زاوية السقوط تتعدل على النصف الشمالي فيتساوى المفقود مع المكتسب فتسجل اخفض درجة حرارة (الشكل ٣-٨), ويكون في كانون الثاني في المناطق القارية وفي شباط في المناطق البحرية. إن سبب الاختلاف بين المناطق القارية والمناطق البحرية في أدفئ شهر وابرد شهر يعود إلى أن الماء يخزن كميات من الحرارة كبيرة مما يؤخر انخفاض حرارة الشتاء شهراً عن المناطق القارية, بينما بطئ الماء في اكتساب الحرارة عن المناطق القارية يؤخر أدفئ شهر شهراً عن المناطق القارية.



الشكل ٣-٨

السير السنوي لدرجة الحرارة

الشكل ٣-٨ يمثل توزيع الحرارة السنوي في العروض الوسطى لمنطقة قارية. يختلف هذا التوزيع بين مناطق العروض الوسطى البحرية والقارية كما أسلفنا. ويختلف هذا التوزيع بين العروض الوسطى والاستوائية، حيث تظهر قمتان للحرارة في المناطق الاستوائية بعد عبور الشمس لخط الاستواء في آذار وأيلول، وتكون الفروق الحرارية (المدى الحراري) بين الصيف والشتاء اقل. كذلك يختلف التوزيع بين العروض الوسطى والعليا، ففي العروض العليا يكون الفارق بين الشتاء والصيف كبيراً، حيث سنجد اكبر مدى حراري سنوي في العروض شبه القطبية القارية.

ولمعرفة السير السنوي لدرجة الحرارة حسب دوائر العرض المختلفة، وكذلك المدى الحراري نعرض للجدول (٣-٤). يوضح الجدول ان درجة الحرارة تتناقص بالابتعاد عن خط الاستواء شمالاً وجنوباً، في حين يتزايد المدى الحراري السنوي بالابتعاد عن خط الاستواء. المدى الحراري في نصف الكرة الشمالي اكبر من النصف الجنوبي لان النصف الجنوبي ماء. يلاحظ ان القطب

الجنوبي ابرد من القطب الشمالي, لان القطب الشمالي هو المحيط المتجمد الشمالي أي ماء, بينما القطب الجنوبي هو القارة القطبية الجنوبية, أي يابس. ان انخفاض الحرارة إلى دون الصفر طوال العام في النصف الجنوبي يمتد تأثيرها إلى دائرة عرض ٧٠° جنوباً, بينما يقتصر وجودها في النصف الشمالي على دائرة عرض ٩٠° شمالاً فقط.

٣-٥ العوامل المؤثرة على الحرارة
Factures Affects Temperature Distribution

قبل البدء بتوزيع الحرارة, لابد من مناقشة العوامل المتحكمة بهذا التوزيع. فبالرغم من أن التوزيع الجغرافي للحرارة يخضع بشكل رئيسي لتوزيع الإشعاع الشمسي وشدته, إلا أن عوامل أخرى تؤثر على درجة الحرارة. لذلك تجمل العوامل المؤثرة على الحرارة بالاتي:

جدول ٣-٤: معدل حرارة الصيف والشتاء والمعدل السنوي حسب دوائر العرض.

دوائر العرض للنصف الشمالي	معدل الحرارة في ك٢	معدل الحرارة في تموز	معدل الحرارة السنوية	المدى الحراري السنوي	دوائر العرض للنصف الجنوبي	معدل الحرارة في ك٢	معدل الحرارة في تموز	معدل الحرارة السنوية	المدى الحراري السنوي
٩٠	٤١-	١,١-	٢١-	٤٠	٩٠	٢٢-	٤٧,٧-	٣٤,٩-	٢٥,٧
٨٠	٣٢-	٢	١٥-	٣٤	٨٠	١٤,٧-	٣٩,٤-	٢٧-	٢٤,٧
٧٠	٢٦,٦-	٧,٣	٩,٥-	٣٣,٦	٧٠	٣,٥-	٢١,٣-	١٢,٤-	١٧,٨
٦٠	١٧,٧-	١٤,١	١,٨-	٣١,٨	٦٠	٢,١	٩,٢-	٣,٦-	١١,٣
٥٠	٧,١-	١٨,١	٥,٥	٢٥	٥٠	٨,١	٣,٤	٥,٧	٤,٧
٤٠	٥	٢٤	١٤,٥	١٩	٤٠	١٥,٧	٩	١٢,٤	٦,٧
٣٠	١٤,٥	٢٧,١	٢٠,٨	١٢,٦	٣٠	٢١,٨	١٤,٧٢	١٨,٣	٧,١
٢٠	٢١,٨	٢٨	٢٤,٩	٦,٢	٢٠	٢٥,٤	٢٠	٢٢,٧	٥,٤
١٠	٢٥,٧	٢٦,٨	٢٦,٣	١,١	١٠	٢٦,٣	٢٣,٩	٢٥,١	٢,٤
٠	٢٦,٤	٢٥,٦	٢٦	٠,٨	--				

١- الإشعاع الشمسي Solar Radiation: تطرقنا في الفصل الثاني إلى هذا الموضوع، ولاحظنا أن قيمة الإشعاع الشمسي تتحدد بزاوية سقوط الإشعاع، وطول النهار، وصفاء السماء، ونسبة ألعاكسية. ولكي نتجنب التكرار فان القيمة العالية للإشعاع الشمسي ترفع من درجة الحرارة، والعكس صحيح. لذلك سنلاحظ أن التوزيع السنوي والفصلي للحرارة سيخضع بشكل واضح للتوزيع السنوي والفصلي للإشعاع الشمسي. لذلك سترتفع الحرارة في المدارين لارتفاع قيم الإشعاع الشمسي الواصل إلى هذه المناطق. بينما تنخفض الحرارة في القطبين لانخفاض قيم الإشعاع الشمسي الواصل إليهما. ويمكن القول بشكل عام أن الحرارة كتوزيع ترتفع في المدارين وخط الاستواء، وتنخفض بالابتعاد عنهما شمالاً وجنوباً. لكن هذه الحقيقة ليست كاملة في أجزاء معينة من الأرض. والسبب في ذلك يعود إلى تأثير بقية العوامل التي ستؤثر على الحرارة كما سنرى أينما توفرت.

٢- توزيع الماء واليابس Distribution of Water and Land: تؤثر البحار على درجة الحرارة، فالماء يكتسب الحرارة ويفقدها ببطء في حين أن اليابس يكتسب الحرارة ويفقدها بسرعة. والسبب في هذا التباين في التسخين بين الماء واليابس يعود إلى:

أ- الحرارة النوعية Specific Temperature للماء اكبر من الحرارة النوعية لمكونات اليابس. فالسعرة الواحدة ترفع حرارة غرام من الماء درجة مئوية واحدة. في حين ترفع ألسعرة حرارة غرام من التربة أو الصخور خمسة درجات مئوية.

ب- أن جزء كبير من الطاقة يستهلك في تحويل الماء من الحالة السائلة إلى الحالة الغازية (التبخر) Evaporation، في حين أن كل الطاقة الواصلة إلى اليابس تستخدم في التسخين.

ج- تنفذ الأشعة Penetration في الماء إلى عمق ٦٠ متر وبذلك تتوزع الطاقة على حجم كبير جداً, في حين يكون اليابس معتم فلا تستطيع الأشعة اختراق السنتمتر الأول من التربة, وبذلك يتركز التسخين على السطح.

د- تنقل الطاقة على اليابسة بالإشعاع والتوصيل, ولان الإشعاع لا ينفذ في اليابس المعتم والتوصيل بطئ, لذلك يتركز التسخين على مساحة صغيرة. بينما تنتقل الطاقة في الماء بالإشعاع والتوصيل والحمل. وهنا نركز على طريقة الحمل التي تنقل الطاقة إلى أعماق سحيقة في الماء وبذلك تنتشر الطاقة على مساحة واسعة.

لكل هذه الأسباب فان الماء بطيء الاكتساب والفقدان للطاقة بينما اليابس سريع الاكتساب والفقدان للطاقة, وهذا بدورة يؤثر على درجة الحرارة. ولكن يجب الانتباه إلى أن تأثير الماء على الحرارة لا يكون واضحا إلا من خلال المسطحات المائية الكبيرة كالبحار الكبيرة والمحيطات. البحار الضيقة والصغيرة والضحلة غالباً ما يكون تأثيرها محدوداً على درجة الحرارة. لكل هذه الأسباب يكون الماء ابرد من اليابس في الصيف وأدفئ من اليابس في الشتاء. أي أن الماء يعمل على تلطيف اليابس المجاور. فيعمل الماء على خفض درجة حرارة اليابس المجاور صيفا, ويرفع قليلا من حرارة اليابس شتاءا. وحتى يكون الماء مؤثرا على اليابس المجاور فان المسطح المائي يجب أن يكون كبيرًا وعميقا. فالمسطحات المائية الضحلة والضيقة يكون تأثيرها محدود جداً كما هو الحال في تأثير البحر ألأحمر والخليج العربي.

٣- التيارات البحرية **Ocean Current**: أن للتيارات البحرية تأثير مباشر على توزيع درجة الحرارة, ولكن هذا التأثير كما في توزيع الماء واليابس يقتصر على المناطق الساحلية فقط. فالتيارات البحرية الباردة Cold Ocean Current تخفض من درجة حرارة السواحل المارة بالقرب منها والعكس صحيح, حيث ترفع التيارات البحرية الدافئة Warm Ocean Current من حرارة

السواحل التي تمر بالقرب منها. ففي المناطق المدارية ترتفع حرارة السواحل الشرقية للقارات نسبة إلى السواحل الغربية، وذلك لان السواحل الشرقية تمر بالقرب منها تيارات بحرية دافئة بينما السواحل الغربية تمر بالقرب منها تيارات بحرية باردة. أما في العروض الوسطى فان السواحل الغربية أدفئ من السواحل الشرقية وذلك لمرور التيارات البحرية الدافئة بالقرب من السواحل الغربية والباردة بالقرب من السواحل الشرقية.

٤- التضاريس **Topography**: تلعب التضاريس دوراً واضحاً في التأثير على المناخ. فالارتفاع عن مستوى سطح البحر يؤثر على الحرارة. فكلما ارتفعنا ١٠٠ متر فوق مستوى سطح البحر انخفضت الحرارة (1°م). فالارتفاع عن سطح الأرض يبعدنا عن مصدر التسخين (الإشعاع الأرضي) وبذلك تقل فرص اكتساب الهواء للأشعة الأرضية. كما أن الارتفاع يؤدي إلى قلة ضغط الهواء مما يساعد على تمدده وبذلك فان كمية الطاقة الموجودة فيه تنتشر على مساحة أوسع فتقل كمية الطاقة في وحدة المساحة. فإذا كان متر مكعب من الهواء يحتوي على ٤ سعرات طاقة، فان انتشاره بعد رفعة على مساحة ٤ متر مكعب يجعل كل متر مكعب منة يحتوي فقط على سعرة واحدة وبذلك تقل درجة حرارته كثيراً. يطلق على هذه العملية اسم (انخفاض درجة الحرارة الذاتي Adiabatic cooling) أي بدون أن يفقد الهواء أية كمية من الطاقة. أن كل ١٠٠ متر ارتفاع يخفض درجة الحرارة درجة مؤوية واحدة وهذا يسمى انخفاض درجة الحرارة الذاتي الجاف Dry Adiabatic Laps Rate. أما إذا كان الهواء مشبع بالرطوبة وعند أي تبريد يبدأ بخار الماء فيه بالتكاثف فان تبريده يكون بين ٠,٤ - ٠,٨°م لكل ١٠٠ متر ارتفاع ويسمى انخفاض درجة الحرارة الذاتي الرطب Wet Adiabatic Laps Rate لذلك تتميز المرتفعات الجبلية في كل العالم بانخفاض درجة حرارتها نسبة إلى المناطق المستوية المجاورة لها. وهذا العامل يجعل المناطق المرتفعة المدارية أكثر جذبا للسكان من المناطق المستوية المجاورة لها. في حين يتجنب السكان

المنـاطق المرتفعـة في العـروض الوسـطى والعليـا وذلـك لانخفـاض حرارتهـا الشديد شتاءاً نسبة إلى ما يجاورها.

٥- عوامل محلية Local Factors: هنـاك مجموعة عوامـل محليـة تـؤثر علـى الحرارة ولكن تأثيرها لا يظهر بوضوح على خريطة توزيع الحرارة. فالغطاء النباتي Vegetation Cover عامل محلي يؤثر على الحرارة ويعتمد تـأثيره علـى نـوع النبات وكثافتـه. ويـأتي تـأثير هـذا العامـل مـن خـلال أن النباتـات ملطفـة لدرجـة الحـرارة مـن خـلال اسـتهلاك الطاقـة في عمليـة النـتح. حيـث تنخفض درجـة الحـرارة محليـاً في المناطق الخـضراء. كمـا أن نـسبة عاكسية الأرض Albedo تؤثر علـى الحـرارة مـن خـلال كمية الطاقـة المعكوسـة مـن سطح الأرض. فالمناطق الجليدية ذات عاكسية عاليـة وبـذلك تـنخفض درجـة الحرارة فوقها.

٣- ٦ التوزيع الجغرافي للحرارة The Geographical Distribution of Temperature

التوزيع الجغرافي للحرارة كما هو الحال لبقية العناصـر فانـه يعكـس تـأثير العوامـل المختلفـة المـؤثرة علـى ذلـك العنـصر. لـذلك سـنرى إن اكـبر تـأثير علـى توزيـع الحـرارة سـيكون للإشـعاع الشمـسي، وسـيظهر اثـر العوامـل الأخـرى كالجبال والماء والتيارات البحرية أينما وجدت، وسيكون تأثيرها اقل شمولية من عنصر الإشعاع الشمسي.

٤- ٥- ١ توزيع درجة الحرارة على قارة افتراضية Temperature Distribution on a Hypothetical Continent

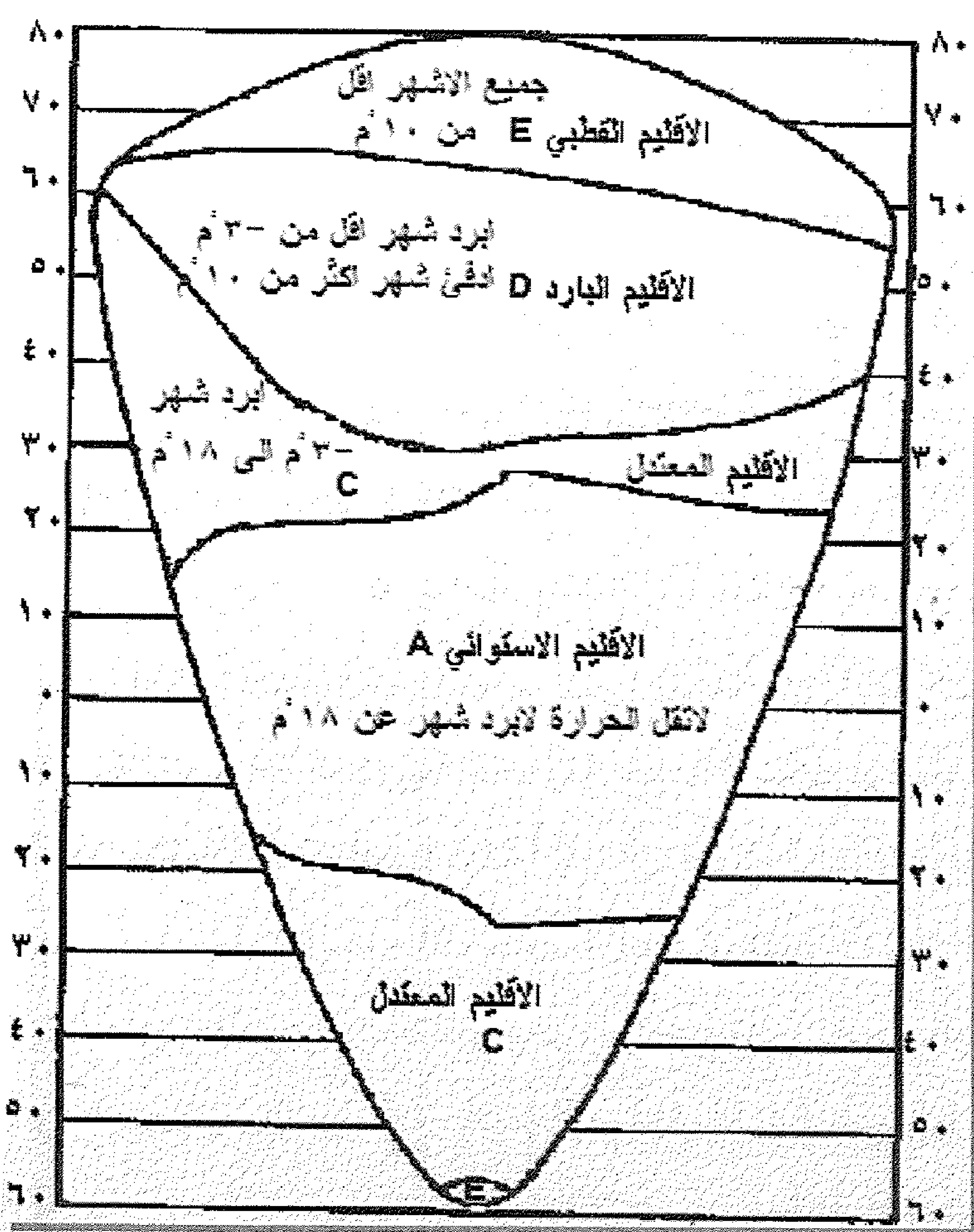
ممـا لاشـك فيـه أن زاويـة سـقوط الإشـعاع الشمـسي عامـل يـتحكم بتوزيـع درجـة الحـرارة علـى سـطح الأرض. لـذلك سـيبدو توزيـع الحـرارة بشكله العـام متناسـق، حيـث تـنخفض الحـرارة بالابتعـاد عـن خـط الاسـتواء. وتـأتي العوامـل

الأخرى لتضيف تعديلاً على هذا الشكل المتناسق فتؤدي إلى انحراف موجب أو سالب في درجة الحرارة على نفس دائرة العرض. فالتيارات البحرية والبعد عن المسطحات المائية عاملان يظهر تأثيريهما بوضوح عند توزيع الحرارة على القارة الافتراضية (الشكل ٣-٩). فقبل الخوض في التوزيع الفعلي للحرارة على سطح الأرض، من المفيد أن نعطي تصوراً عاماً لكيفية توزيع الحرارة. يظهر في الشكل أن درجات الحرارة تنحرف ايجابياً (اتجاه القطب) في شرق القارات إلى دائرة عرض ٤٥° شمالاً. لذلك تتمتع سواحل شرق القارات بارتفاع درجة الحرارة مقارنة بسواحل غرب القارات على نفس دائرة العرض بسبب وجود التيارات البحرية الدافئة في الشرق والتيارات البحرية الباردة في الغرب. لذلك يكون التدرج الحراري من خط الاستواء شمالاً وجنوباً بطيئاً في شرق القارات وسريعاً في غربها. عند تبادل التيارات البحرية لمواقعها شمال دائرة ٤٥° شمالاً وجنوب دائرة ٤٥° جنوباً، تتبدل الصورة، حيث يظهر التدرج الحراري السريع في شرق القارات بينما يكون بطيئاً في غرب القارات، أي أن الانحراف الحراري يكون موجباً (اتجاه القطب) في غرب القارات وسالباً (اتجاه خط الاستواء) في شرق القارات.

أما بالنسبة لتأثير المسطحات المائية فيظهر تأثيرها على القارات الشمالية الواسعة مقارنة بالقارات الجنوبية الضيقة. حيث تسجل درجات الحرارة الواطئة جداً في دوائر العرض العليا شتاءاً كما في شمال أسيا وأوربا وأمريكا الشمالية. بينما لا تسجل مثل هذه الدرجات الواطئة في نفس دوائر العرض في نصف الكرة الجنوبي الذي يتمتع بتأثير بحري واضح نظراً لضيق اليابس فيه. وأينما تكون السلاسل الجبلية محاذية للساحل كما في أمريكا الشمالية والجنوبية، فإنها تمنع التأثير البحري من التوغل إلى الداخل فيصبح الداخل قارياً في حرارته بينما السواحل الضيقة تكون بحرية في حرارتها. هذا التأثير سنراه كذلك في توزيع الأمطار.

٣- ٦- ١ توزيع الحرارة لشهر تموز
The Geographical Distribution of Temperature in July

ترتفع الحرارة في هذا الفصل في النصف الشمالي للكرة الأرضية وذلك لعمودية الشمس على مدار السرطان. تسجل أعلى درجات الحرارة على الإطلاق في وسط الصحراء الكبرى فيصل معدلها إلى ٣٨°م. بينما يمتد خط الحرارة المتساوي ٣٠°م ليشمل منطقة الصحراء الكبرى والجزيرة العربية وجنوب العراق ومعظم إيران وباكستان وأفغانستان والهند.



الشكل ٣-٩

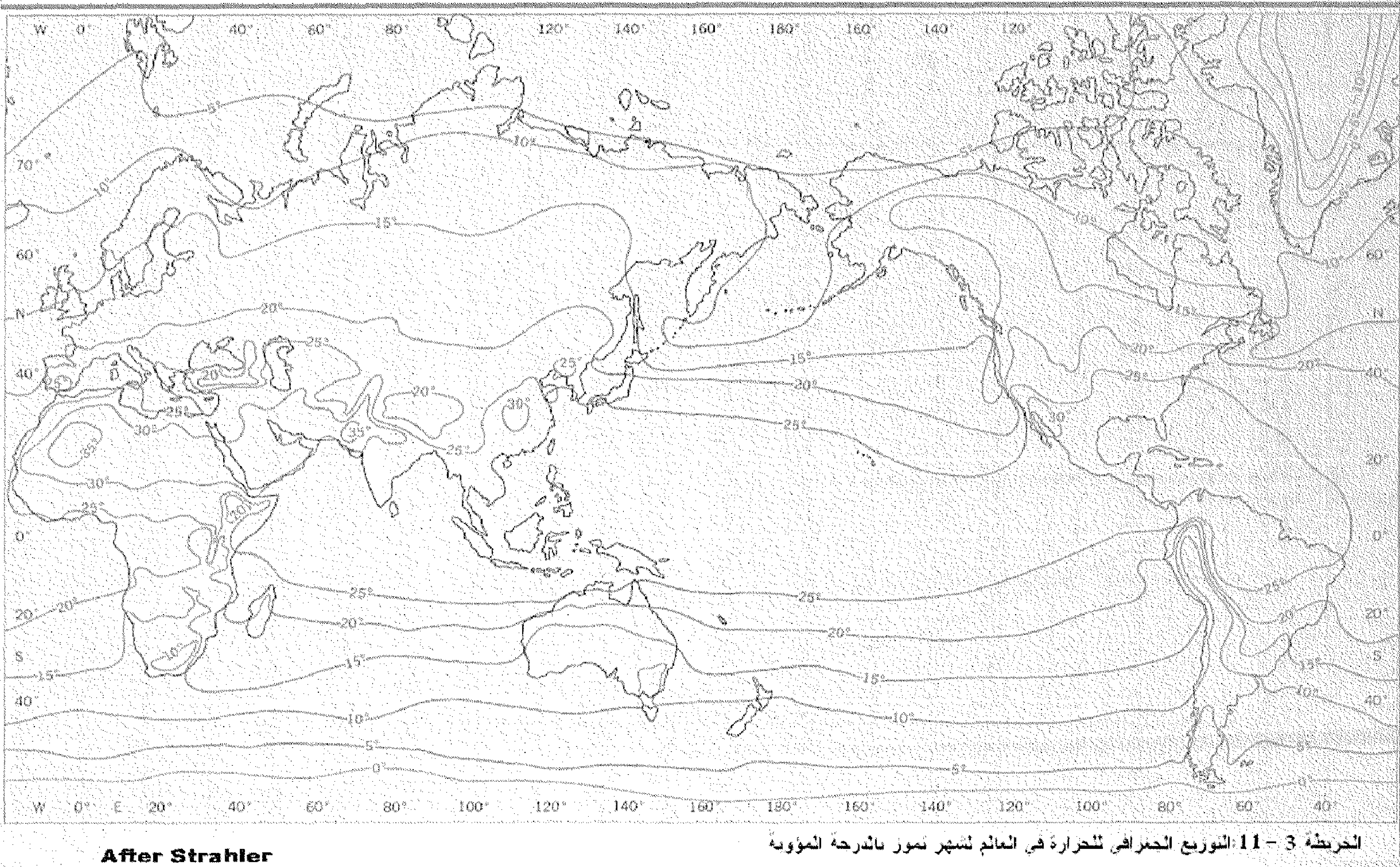
توزيع الحرارة على قارة افتراضية.

وتظهر بؤرة أخرى للحرارة المرتفعة ٣٠ْم في جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية وشمال غرب المكسيك (انظر الخريطة ٣-١٠). يطلق على هذا الخط اسم خط الاستواء الحراري، وهو يختلف في موقعة عن خط الاستواء الجغرافي الذي تمثله دائرة العرض صفر درجة. يظهر خط الاستواء الحراري في هذا الفصل شمال خط الاستواء الجغرافي.

وهذا يعني أن الصحاري المحيطة بمدار السرطان تسجل أعلى درجات الحرارة. وتبدأ الحرارة بالتناقص بالاتجاه شمالا وجنوبا. فيمر خط الحرارة المتساوي ٢٠ْم بشمال الصين ووسط جمهوريات آسيا وشمال سواحل البحر المتوسط ووسط وجنوب أمريكا الشمالية. ويظهر خط ١٠ْم أقصى شمال آسيا وشمالي كندا تاركا جزيرة جرينلند إلى شماله. ويلاحظ من هذا التوزيع أن خطوط الحرارة المتساوية متباعدة أي أننا نقطع مسافات طويلة جدا حتى تتغير درجة الحرارة، ويعود ذلك إلى عمودية الشمس.

أما في النصف الجنوبي، فان منطقة مدار الجدي تسجل معدلا فصليا مقداره ٢٠ْم حيث يمر الخط بشمال استراليا وجنوب أفريقيا ووسط أمريكا الجنوبية لينحرف فوقها فيشمل شمال غرب أمريكا الجنوبية. يعبر خط ٢٠ْم خط الاستواء في غرب البرازيل وكولومبيا.

أما خط الحرارة ١٠ْم فيمر فوق المياه جنوب استراليا وأفريقيا ووسط أمريكا الجنوبية. أما سواحل القارة القطبية الجنوبية فتصل درجات الحرارة على سواحلها - ٢٠ْم، وتنخفض الحرارة في هذا الفصل في وسط القارة القطبية الجنوبية حيث الليل الجنوبي فتسجل درجات -٤٠ و-٦٠ْ مئوية. وبذلك يلاحظ تقارب في خطوط الحرارة في النصف الجنوبي أي أن المناطق هذه تشهد تغيرا سريعا في درجات الحرارة.



الخريطة 3 - 11: التوزيع الجغرافي للحرارة في العالم لشهر تموز بالدرجة المئوية

After Strahler

يلاحظ على خطوط الحرارة في تموز ومن النظر إلى الخريطة (٣-١٠) إنها تنحني جنوبا على سواحل أسيا الشمالية الشرقية بسبب تأثير تيار كمشتكا البارد بينما تنحني شمالا على سواحل أوربا الغربية بسبب تأثير تيار الخليج الدافئ. وتنحني جنوبا ولكن بشكل ضعيف على سواحل كندا الشمالية الشرقية بتأثير تيار لبرادور البارد وتنحني جنوبا وبشكل كبير جدا على سواحل أمريكا الشمالية الغربية بسبب تأثير تيار ألاسكا الدافئ. ويظهر تأثير تيار الكناري البارد بوضوح على سواحل أفريقيا الشمالية الغربية حيث تبقى خطوط الحرارة فوق اليابس. كما يظهر تأثير تيار همبولت البارد على سواحل أمريكا الجنوبية الغربية حيث يحني خطوط الحرارة باتجاه خط الاستواء.

٣- ٦- ٢ توزيع الحرارة لشهر كانون الثاني
The Geographical Distribution of Temperature in January

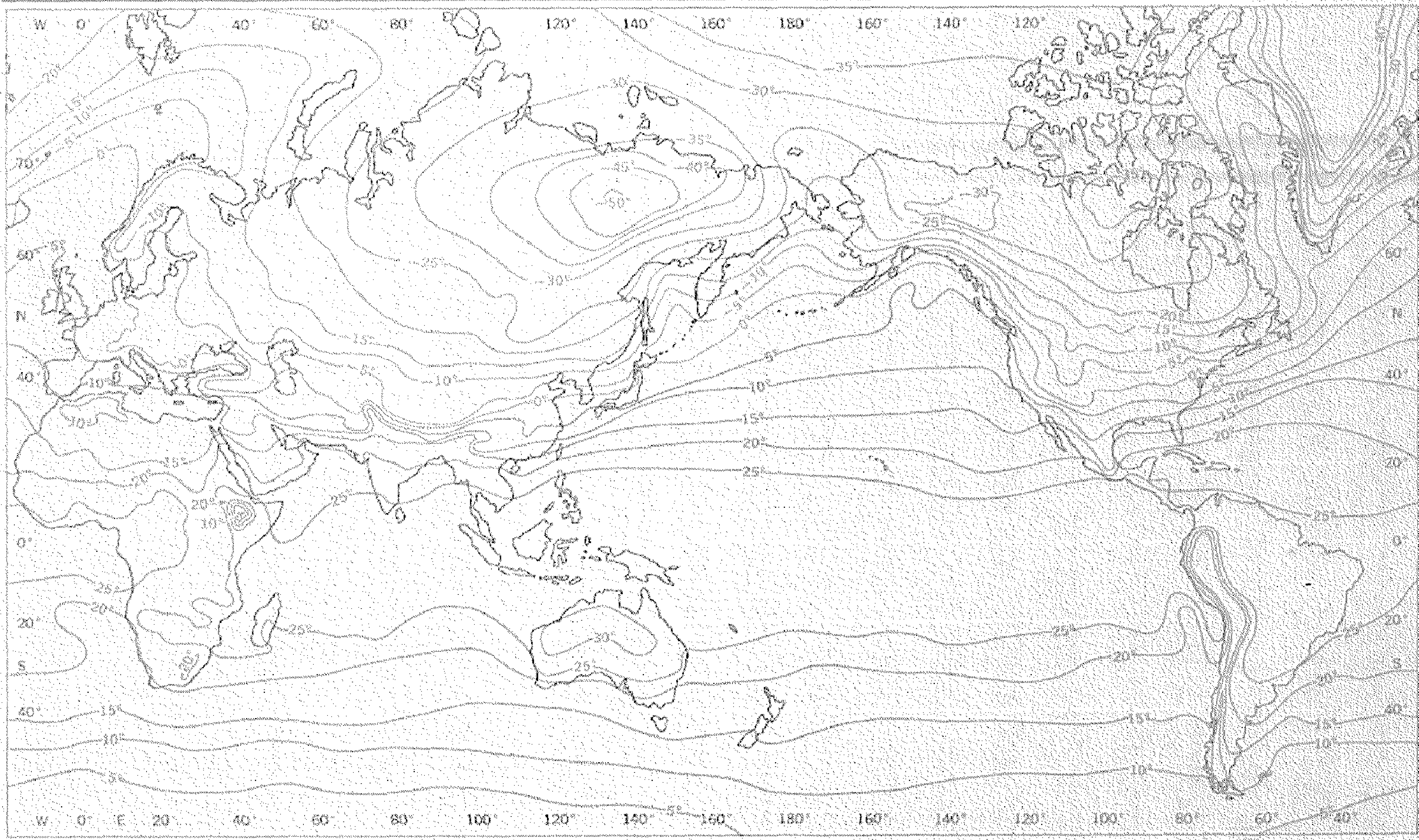
يتحرك خط الاستواء الحراري في هذا الشهر إلى النصف الجنوبي للكرة الأرضية حيث تكون الشمس عمودية على مدار الجدي. ولكنة يبقى شمال خط الاستواء الجغرافي في غرب أمريكا الجنوبية بتأثير تيار بيرو البارد. وشمال خط الاستواء في غرب أفريقيا. بتأثير تيار بنجويلا البارد. تسجل أعلى درجات الحرارة في وسط أستراليا وصحراء كلهاري في أفريقيا ٣٢°م (انظر الخريطة رقم ٣-١١). يبقى خط الحرارة المتساوي ٢٧°م جنوب خط الاستواء ليشمل معظم أستراليا ووسط المحيط الهندي وفي أفريقيا من شمال خط الاستواء بقليل إلى أقصى جنوب أفريقيا ومعظم وسط وشمال أمريكا الجنوبية. أما خط الحرارة ٢٠°م فيبقى على الماء جنوب أستراليا وأفريقيا وعلى اليابس جنوب أمريكا الجنوبية. يقترب خط الحرارة صفر من سواحل القارة القطبية الجنوبية. وتبقى سواحل القارة القطبية الجنوبية بدرجات حرارة دون الصفر المؤوي. وتسجل وسط القارة -٢٠°م.

أما في النصف الشمالي فتتقارب خطوط الحرارة المتساوية جدا فتبقى المناطق المدارية ذات معدل حراري مرتفع ٢٠°م. ويهبط خط الحرارة المتساوي ١٠°م إلى وسط الصين وشمال الهند ووسط أفغانستان وإيران والعراق ويمر من جنوب البحر المتوسط إلى جنوب أسبانيا وجنوب أمريكا الشمالية. أي أن خط الحرارة المتساوي (٠°م) يمر من وسط أسيا ووسط أوربا- عدا سواحلها الغربية- ووسط أمريكا الشمالية- عدا سواحلها الغربية.

وتسجل اخفض درجات الحرارة في شمال شرق روسيا فتصل إلى أقل من -٤٠°م وكذلك في وسط جزيرة جرينلند.

يظهر تأثير تيار اليابان الدافئ على سواحل أسيا الشرقية المدارية كما يظهر تأثير تيار الخليج الدافئ على سواحل أوربا الغربية حيث تنحني خطوط الحرارة المتساوية شمالا. كما يظهر تأثير تيار لبرادور على السواحل الشرقية لكندا وتأثير تيار ألاسكا على السواحل الغربية لأمريكا الشمالية. أما في نصف ألكرة الجنوبي فيظهر تأثير تيار بنجولا البارد على السواحل الغربية لجنوب أفريقيا وتأثير تيار همبولت البارد على السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية.

يلاحظ من هذا التوزيع اختفاء تأثير التضاريس وذلك لان التضاريس تؤدي إلى تداخل خطوط الحرارة مما أدى إلى أن تعدل درجات الحرارة إلى مستوى سطح البحر. ويظهر تأثير المسطحات المائية على التوزيع من خلال تعرج خطوط الحرارة المتساوية فوق اليابس لأنه غير متجانس واستقامتها فوق الماء لتجانسه.



الخريطة 3 -12 التوزيع الجغرافي للحرارة في العالم لشهر كانون الثاني بالدرجة المئوية.

After Strahler

٣-٦-٣ توزيع المعدل السنوي للحرارة ومداها
The Annual Distribution of Average Temperature and Range

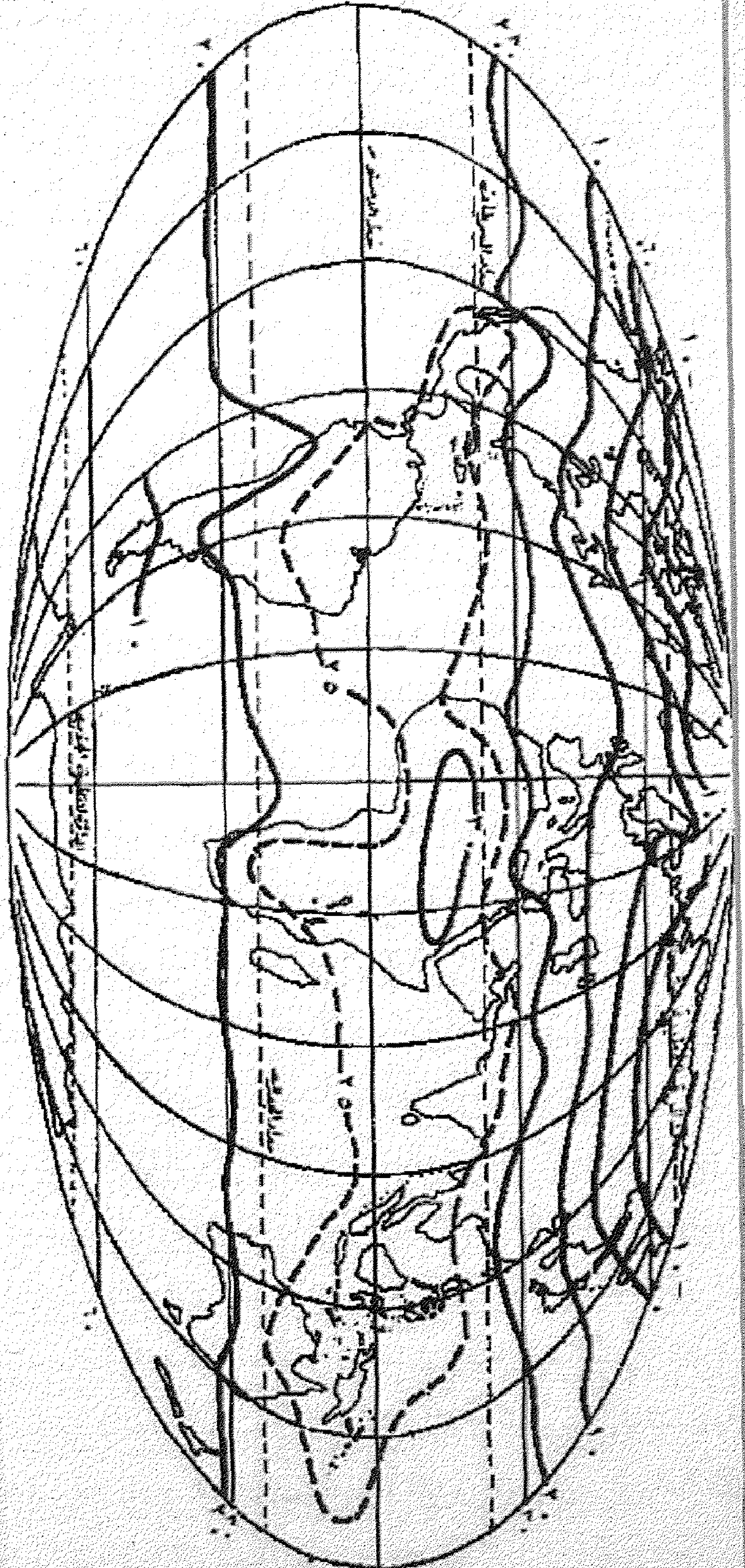
يلاحظ من الجدول رقم (٣-٥) أن أعلى معدل سنوي للحرارة يكون في النصف الشمالي وحول دائرة عرض 10° شمالا. حيث يظهر من الخارطة أن منطقة الصحراء الكبرى تسجل أعلى معدل حراري سنوي وبالذات وسطها وجنوبها ويمتد ارتفاع الحرارة إلى جنوب السودان وساحل البحر الأحمر الجنوبي الغربي. أما المنطقة الحارة في العالم فتدور حول أحر منطقة والتي اشرنا إلى وجودها في الصحراء الكبرى، فتشمل شمال استراليا وجزر الهند الشرقية، وجنوب شرق أسيا والهند وباكستان ووسط وجنوب الجزيرة العربية،وشمال الصحراء الكبرى، ومناطق من خليج المكسيك والبرازيل ودول شمال أمريكا الجنوبية، ومعظم دول جنوب أفريقيا. ويلاحظ من الجدول أن معدل درجة الحرارة في النصف الجنوبي اقل منها في النصف الشمالي وذلك لان النصف الجنوبي معظمه ماء حيث يعمل الماء على تلطيف درجة الحرارة. أما المعدل السنوي لدرجة الحرارة ١٠°م فأنة يقع بين دائرتي عرض ٤٠°- ٥٠° شمالا. وتسود درجات التجمد عند دائرة عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً. ولان القارة القطبية الجنوبية يابس فان معدلاتها السنوية تكون اخفض من القطب الشمالي الذي يتكون من الماء. فالمنطقة القطبية الجنوبية ابرد بأكثر من ٣°م كمعدل سنوي عن القطب الشمالي. أما خط الانجماد فيظهر جنوب دائرة عرض ٦٠° شمالاً في أسيا، ويقترب من دائرة العرض ٦٠° ثم يجتازها إلى شمالها في أوربا (الخريطة ٣-١٢). ثم يعود إلى جنوبها على الساحل الشرقي لكندا، ثم يقترب منها ويصبح شمالها على الساحل الغربي لكندا. إن ظهور خط الانجماد (صفر°م) إلى الجنوب من دائرة العرض على السواحل الشرقية للقارات ثم تحركه إلى شمال دائرة العرض على السواحل الغربية للقارات، يعود بالدرجة الأولى إلى تأثير التيارات البحرية. فتيار كمشتكا البارد يحرف خط الحرارة

(صفرْم) إلى الجنوب حيث الساحل الشرقي لأسيا بارد. أما تيار الخليج الدافئ ثم تيار النرويج الدافئ عند سواحل أوربا الغربية, فانه يحرف خط الانجماد إلى الشمال مما يجعل سواحل أوربا أدفئ من نظيرتها على ساحل كندا الشرقي. نفس الحال ينطبق على سواحل كندا الشرقية الباردة بسبب تأثير تيار لبرادور البارد. والغربية الدافئة بسبب تأثير تيار ألاسكا الدافئ.

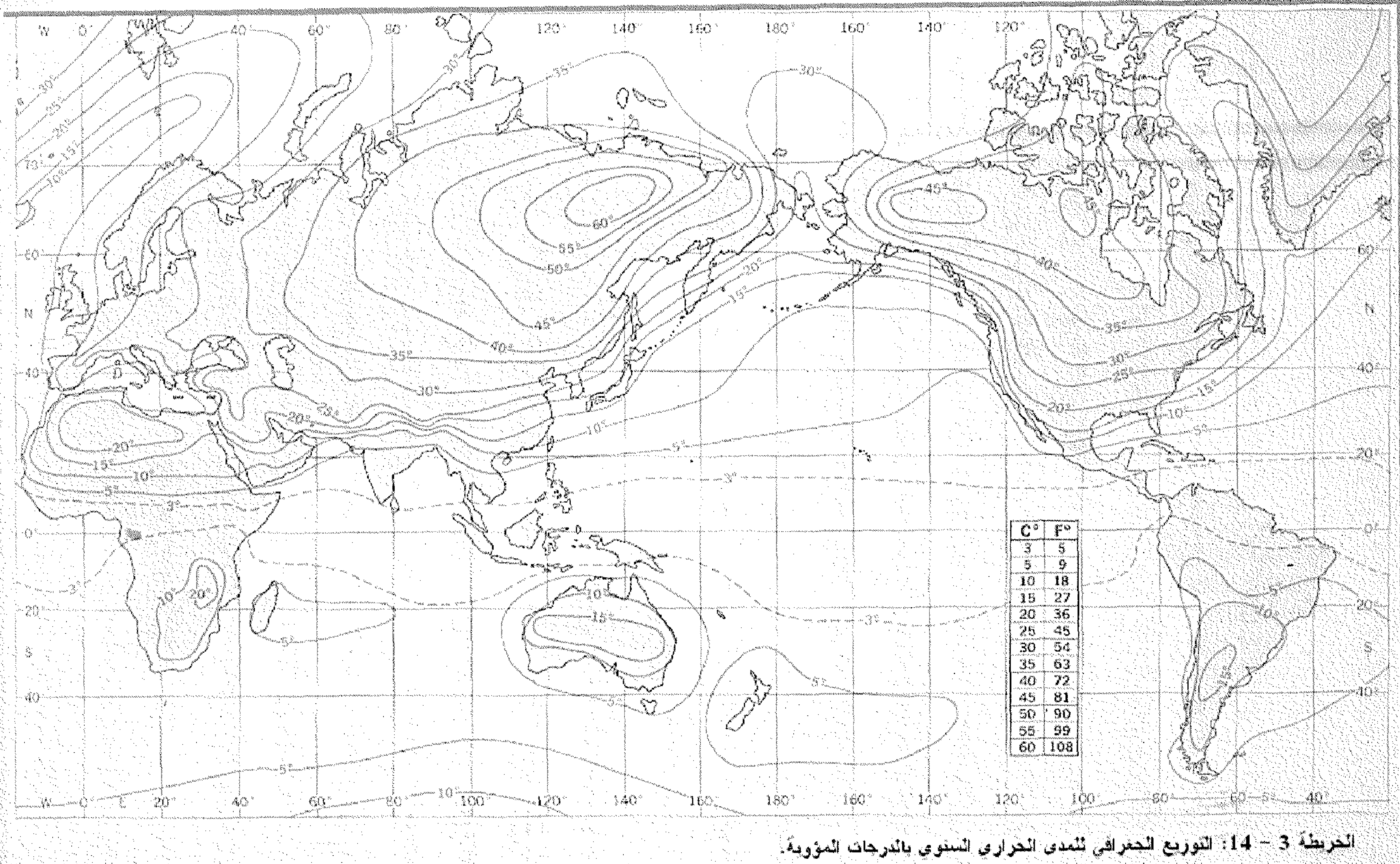
الجدول رقم ٣-٥: المعدل السنوي لدرجة الحرارة حسب دوائر العرض (بالدرجة المؤوية)

دائرة العرض	°٠	°١٠	°٢٠	°٣٠	°٤٠	°٥٠	°٦٠	°٧٠	°٨٠
النصف الشمالي	٢٦	٢٧	٢٥	٢٠	١٤	٦	١-	١٠-	١٧-
النصف الجنوبي	٢٦	٢٥	٢٣	١٨	١٢	٦	٠	١١-	٢٠-

التوزيع الجغرافي للمدى الحراري السنوي Annual Temperature Range يكون مهما لأنة يعطي صورة عن التباين الحراري لأيه منطقة خلال العام. يلاحظ من الخريطة رقم (٣-١٣) أن اخفض مدى حراري سنوي يسجل عند خط الاستواء وسواحل القارات. تسجل المنطقة المحصورة بين ٢٠° شمالا و١٠° جنوبا اخفض مدى حراري سنوي اقل من ٥°م. بينما يصل المدى الحراري السنوي على اليابسة في المناطق المدارية إلى ١٦,٥°م في كل من الصحراء الكبرى وشمال المكسيك ووسط أستراليا والأرجنتين. أما أكبر مدى حراري سنوي فيسجل على اليابس الآسيوي في شمال شرق روسيا حيث يصل إلى ٥٥°م. وفي أقصى شمال كندا يصل إلى ٤٤°م. يلاحظ أن للماء تأثير كبير على المدى الحراري فلا يسجل مدى حراري فوق الماء اكبر من ٢٢°م, وبذلك فان النصف الجنوبي للأرض لا يزيد مداه الحراري على اليابس أكثر من ١٦,٥°م وذلك لتأثير الماء الذي يشغل معظم مساحة النصف الجنوبي. وكما إن التيارات البحرية تحرف خطوط الحرارة المتساوية, فإنها كذلك تحرف خطوط المدى الحراري المتساوية وبنفس الطريقة. فالتيارات الدافئة تحرف خطوط المدى الحراري إلى الشمال, بينما التيارات الباردة تحرفها إلى الجنوب.



الخريطة ٣-١٣: توزيع المعدل السنوي لدرجة الحرارة على العالم (مئوي).



C°	F°
3	5
5	9
10	18
15	27
20	36
25	45
30	54
35	63
40	72
45	81
50	90
55	99
60	108

الخريطة 3 - 14: التوزيع الجغرافي للمدى الحراري السنوي بالدرجات المئوية.

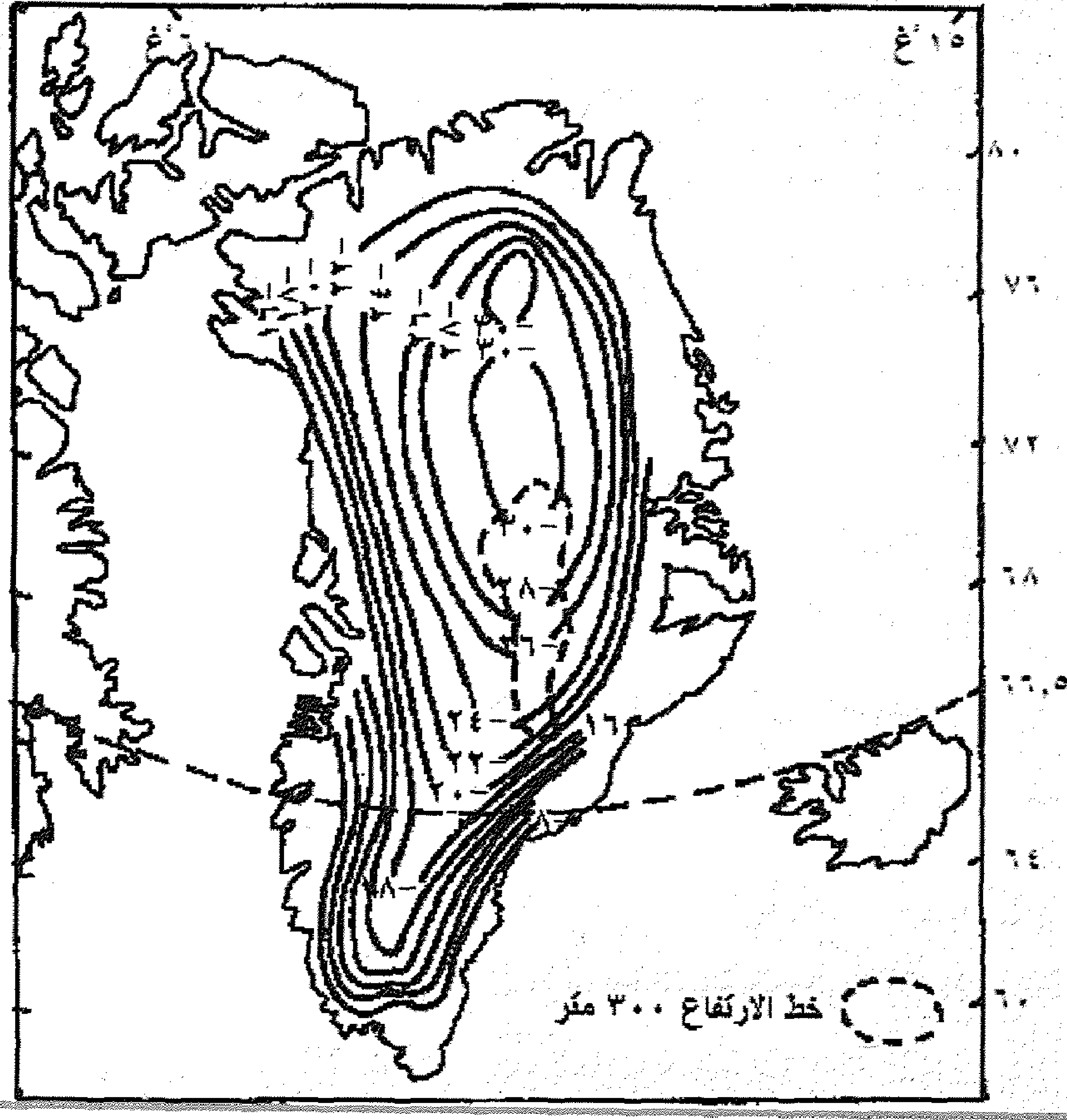
الحرارة في القطبين Poles Temperature

الحرارة لا ترتفع عن الصفر المؤوي في الصيف في كلا القطبين، لذلك ليس هناك ذوبان للجليد. ففي الصيف يكون النهار لمدة ستة أشهر، وبذلك تستلم المناطق القطبية كمية كبيرة من الإشعاع الشمسي في هذا الفصل، ولكن أشعة الشمس مائلة لا يزيد ارتفاعها عن ٢٣° في مركز القطب، كما أن عاكسية الثلوج Albedo عالية، لذلك تبقى درجات الحرارة منخفضة. وسوف نناقش هنا نموذجين الأول جزيرة جرينلند والتي ستمثل القطب الشمالي وذلك لان القطب الشمالي مركزة ماء والتسجيلات فيه قليلة، وبذلك فان جزيرة جرينلند يمكن أن تمثل القطب الشمال، والقارة القطبية الجنوبية فهي يابسة وتوفرت عنها إحصاءات في الفترة الأخيرة.

جزيرة جرينلند التي تمتد بين دائرتي عرض ٦٠°-٨٠° شمالاً متجمدة طوال العام باستثناء سواحلها حيث إن التأثير البحري يؤدي إلى رفع درجات الحرارة عن الصفر المؤوي. في الصيف، سجلت أسمت في جرينلند درجة حرارة – ١١°م، وفي الحوض القطبي الشمالي سجلت درجة حرارة صفر°م. واضح إن يابسة جرينلند ابرد من ماء القطب الشمالي. أما في الشتاء فقد سجلت أسمت درجة حرارة – ٤٧°م، وفي القطب الشمالي سجلت درجة حرارة – ٣٨°م. أما المعدل السنوي لدرجة الحرارة في جرينلند فتتراوح بين -٥°م في أطرافها الجنوبية إلى -٣٠°م في وسطها (الخريطة ٣-١٥) وهي أعلى منطقة في الجزيرة. لذلك فان أي ارتفاع في درجة الحرارة عبر العصور التاريخية يجعل من الممكن أن تستوطن أطراف هذه الجزيرة، كما حدث في العصور الوسطى. إن انخفاض الحرارة الكبير في أجزائها الجنوبية مقارنة بالمناطق التي تقع على نفس دائرة العرض يعود إلى تأثير التيارات البحرية الباردة بالقرب من سواحلها. فالتيارات البحرية الدافئة لا يصل تأثيرها إلى سواحل جرينلند خاصة الغربية منها.

التباين الكبير في درجة الحرارة بين الصيف والشتاء يؤدي إلى ظهور مدى حراري كبير جداً. ففي أسمت المدى الحراري السنوي ٣٦ْم. وفي القطب الشمالي ٣٨ْم. وهذه المديات مرتفعة، ولكنها اقل ارتفاعاً من سيبريا. حيث إن الموقع البحري للجزيرة اثر كثيراً على خفض المدى الحراري السنوي. فعند مقارنة المدى الحراري على الجزيرة بالمدى الحراري السنوي في سيبريا يكون الفارق كبيراً. فالمدى الحراري في سيبريا يصل إلى ٦٠ْم. أما المدى الحراري اليومي فهو معدوم لان الشمس مشرقة خلال ٢٤ ساعة وتبقى على نفس ارتفاعها عن الأفق في اليوم الواحد. أو مختفية خلال ٢٤ ساعة وبذلك لا يظهر تباين يومي للحرارة. ترتفع درجة الحرارة أحياناً عن الصفر في هذه المناطق عند مرور الجبهة الدافئة من المنخفض الجوي ثم بعد ذلك تعود لتنخفض بسرعة بعد عبور الجبهة.

القارة القطبية الجنوبية التي تحتل قلب القطب الجنوبي فهي متجمدة طول العام. فقد سجلت القارة القطبية الجنوبية درجة حرارة – ٢٨ْم صيفاً. أما في الشتاء فدرجة الحرارة تنخفض في داخل القارة القطبية الجنوبية إلى أكثر من – ٥٩ْم. وقد سجلت اخفض درجة حرارة –٨٨ْم. وهي اخفض حرارة مسجلة في العالم. يتراوح المعدل السنوي للحرارة في القارة القطبية الجنوبية بين –٥ْم في أقصى الأطراف إلى –٥٦ْم في الوسط (الخريطة ٣-١٦). الحقيقة إن معظم سواحل القارة القطبية يسجل معدلاً حرارياً اقل من –١٠ْم. إن شكل القارة الشديد الانحدار في الشرق يجعل الانحدار الحراري في شرق القارة اكبر من الانحدار الحراري في غربها.



الخريطة ٣-١٥

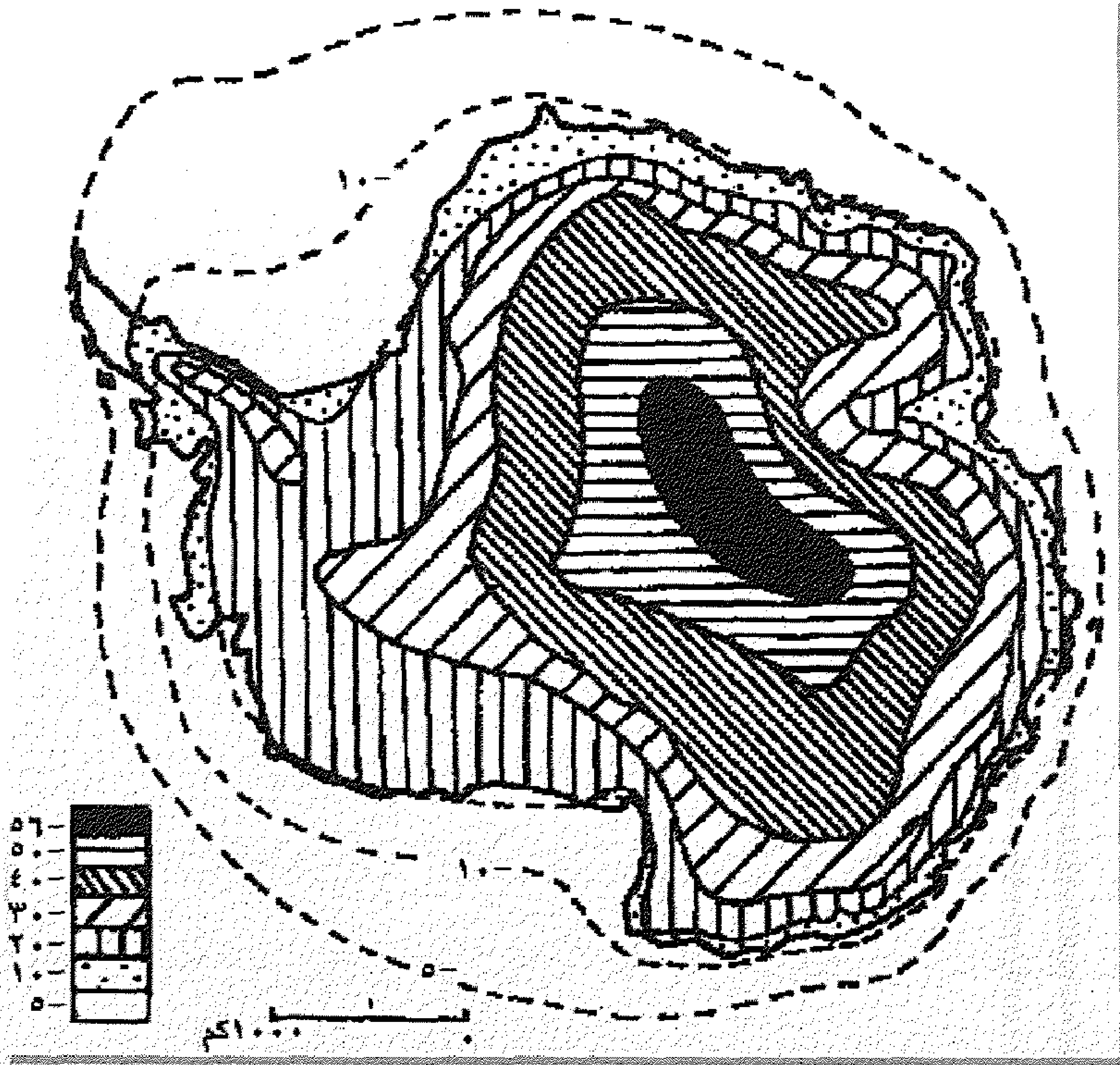
المعدل السنوي لدرجة الحرارة في جزيرة جرينلند.

التباين الكبير في درجة الحرارة بين الصيف والشتاء يؤدي إلى ظهور مدى حراري كبير جداً. ففي القطب الجنوبي يكون المدى الحراري السنوي ٣١°م. أما المدى الحراري اليومي فهو معدوم لان الشمس مشرقة خلال ٢٤ ساعة وتبقى على نفس ارتفاعها عن الأفق في اليوم الواحد أو مختفية خلال ٢٤ ساعة وبذلك لا يظهر تباين يومي للحرارة. وقد سجلت أدنى حرارة في هذا الإقليم كما في فوستك في ٢٤ آب ١٩٦٠ وكانت – ٨٨°م. ترتفع درجة الحرارة أحياناً في هذه المناطق عند مرور الجبهة الدافئة من المنخفض الجوي ثم بعد ذلك تعود لتنخفض بسرعة بعد عبور الجبهة. ولا زالت القارة في بداية

اكتشافها والبعثات العلمية تعمل فيها. كما تجدر الإشارة إلى أن تأثير انخفاض الحرارة في القارة على قارات النصف الجنوبي محدودة وذلك لان الهواء الخارج منها سيمر عبر الماء قبل وصولة إلى اليابس.

٣-٧ توزيع الحرارة العمودي The Vertical Temperature

التوزيع العمودي للحرارة يختلف عن التوزيع الأفقي لها, لان انخفاض الحرارة بالارتفاع يتم تقريباً بشكل منتظم, بينما تناقص الحرارة بالابتعاد عن خط الاستواء لا يتم بشكل منتظم , وذلك لتأثير اليابس على الحرارة. ولانخفاض الحرارة العمودي تطبيقات طقسية كثيرة منها على سبيل المثال لا الحصر التكاثف وظهور الغيوم, والانقلابات الحرارية. لذلك من الضروري مناقشة الموضوع لإلقاء الضوء على طبيعة درجة الحرارة في طبقات الجو العليا.



الخريطة ٣-١٦

التوزيع الجغرافي للمعدل السنوي لدرجة الحرارة على القارة القطبية الجنوبية.

٣- ٧- ١ تناقص الحرارة الذاتي Laps Rate

لو أرسلنا بالون إلى الفضاء يحمل محراراً للاحظنا إن المحرار يسجل انخفاض في درجة الحرارة كلما ارتفع. يتحرك البالون في هواء مستقر ليس فيه اضطراب. انخفاض الحرارة بالارتفاع كما ذكرنا سابقاً يتم بسبب الابتعاد عن مصدر التسخين الذي هو الأرض، وكذلك بسبب إن الهواء المتصاعد يقل ضغطة فيتمدد، والهواء المتمدد يفقد طاقة لكي يتمدد فتقل كمية الطاقة في وحدة المساحة. هذا التناقص في الحرارة بسبب الارتفاع ومن دون أن تضاف إليه أو تؤخذ منه طاقة يسمى التناقص الذاتي للحرارة Laps Rate. معدل التناقص الذاتي للحرارة هو ٠,٦ °م لكل ١٠٠ متر، أي ٦,٥ °م لكل كيلو متر. هذا التناقص يسمى كذلك التناقص الذاتي البيئي Environmental Laps Rate. هذا التناقص يجب أن نفرقه عن تناقص أخر يحدث في الهواء المتصاعد، وهو يختلف عن التناقص في الهواء الساكن. فالهواء المتحرك صعوداً تتناقص حرارته بالارتفاع بمعدل مختلف.

يرتفع الهواء إلى الأعلى أما بسبب التسخين، أو اصطدامه بالجبال، أو نتيجة وجود جبهة هوائية ناتجة عن التقاء كتلتي هواء إحداها باردة والأخرى دافئة. الهواء المتصاعد سيفقد حرارة نتيجة ارتفاعه حيث إن تمدده يفقده طاقة. وهنا يجب التفريق بين الهواء الجاف المتصاعد والهواء الرطب المتصاعد. فالهواء الجاف المتصاعد – هو الهواء الذي لا تصل فيه كمية الرطوبة إلى حالة الإشباع – يفقد حرارة بمعدل ثابت هو ١ °م لكل ١٠٠ متر ارتفاع، ويسمى انخفاض حرارة الهواء الجاف ذاتياً Dry Adiabatic Laps Rate. فالهواء الجاف المتصاعد يكون دائماً أدفئ من الهواء غير المتصاعد المحيط به، لذلك يستمر في التصاعد حتى يصل إلى توازن في درجة الحرارة مع الهواء المحيط به فيتوقف عن التصاعد. أما الهواء الرطب المتصاعد – وهو الهواء المشبع ببخار الماء – فانه يفقد الحرارة بمعدل ٠,٦ °م لكل ١٠٠ متر ارتفاع، ويسمى انخفاض حرارة الهواء الرطب ذاتياً Wet Adiabatic Laps Rate. إن سبب تناقص انخفاض

الحرارة بين الهواء الرطب والهواء الجاف يعود إلى أن الهواء الرطب عندما يبدأ يبرد فان بخار الماء الموجود فيه يبدأ بالتكاثف, مما يؤدي إلى إضافة طاقة إلى الهواء من الطاقة المحررة من بخار الماء والمسماة بالطاقة الكامنة في بخار الماء مما يؤدي إلى تباطؤ التبريد للهواء. الهواء الذي يكثر فيه بخار الماء تنخفض فيه الحرارة بمعدل ٠,٤ ْم. بينما الهواء الذي يقل فيه بخار الماء تنخفض فيه الحرارة بمعدل ٠,٨ ْم. يلاحظ هنا إن الهواء المتصاعد يختلف عن الهواء الساكن في معدل انخفاض الحرارة. وسيناقش الموضوع بتفصيل اكبر مع فصل الأمطار.

٣- ٧- ٢ الانقلابات الحرارية Temperature Inversion

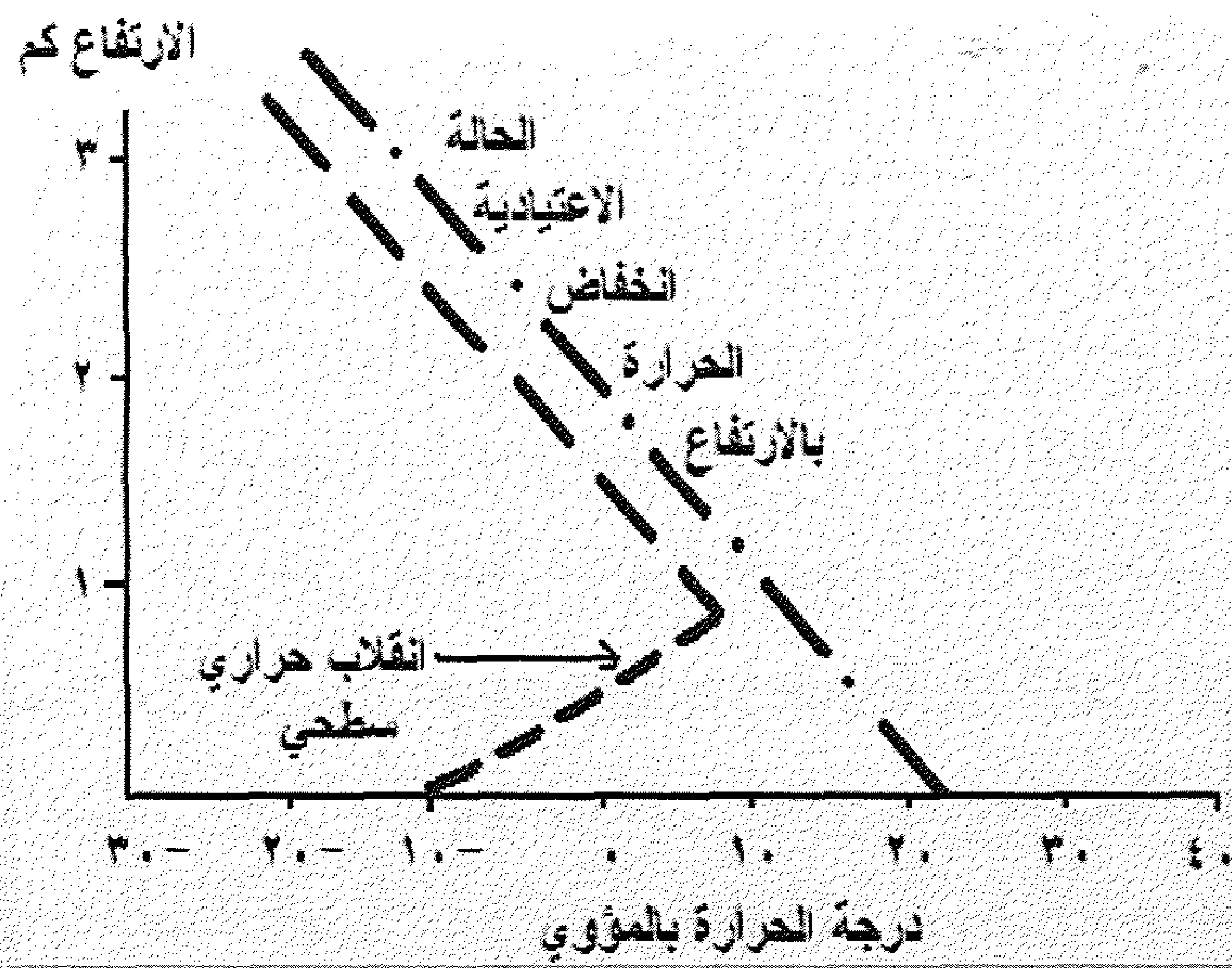
الانقلاب الحراري هو تزايد درجة الحرارة بالارتفاع, أي انه عكس الحالة الطبيعية التي تتناقص فيها درجة الحرارة بالارتفاع, والتي شرحت لاحقاً. والانقلابات الحرارية لها أثار طقسيه مهمة. واكبر انقلاب حراري دائم يوجد في نطاق التروبوبوز. والانقلابات الحرارية أنواع, أهمها ثلاثة:

(١) الانقلاب الحراري الإشعاعي Radiation Temperature Inversion:

وهو انقلاب حراري يحدث قرب سطح الأرض من ارتفاع ٢٠٠ متر أو أكثر (الشكل ٣-١٧). يحدث هذا الانقلاب غالباً في ليالي الشتاء الطويلة, حيث تفقد الأرض حرارتها خلال الليل الطويل فيصبح الهواء الملاصق للأرض أكثر برودة من الهواء الموجود فوقه مباشرة. ويتبدد هذا الانقلاب بعد شروق الشمس بقليل. إن خطر هذا النوع من الانقلابات الحرارية يكون كبيراً على المدن. فالمدن الكبيرة المزدحمة مثل نيو مكسيكو ولوس أنجلس يعني الانقلاب الحراري فيها حصر وتكثيف للمواد الملوثة للهواء فيها, لان الانقلاب الحراري يمنع تبدد الملوثات حيث يكون كالغطاء يمنعها من التبدد إلى الأعلى. كما يحدث في الوديان الجبلية, حيث ينساب الهواء البارد على القمم الجبلية ليلاً إلى الوديان المجاورة فيتكون هواء بارد في الأسفل يعلوه مباشرة هواء دافئ (الشكل ٣-١٨). يشكل هذا النوع من

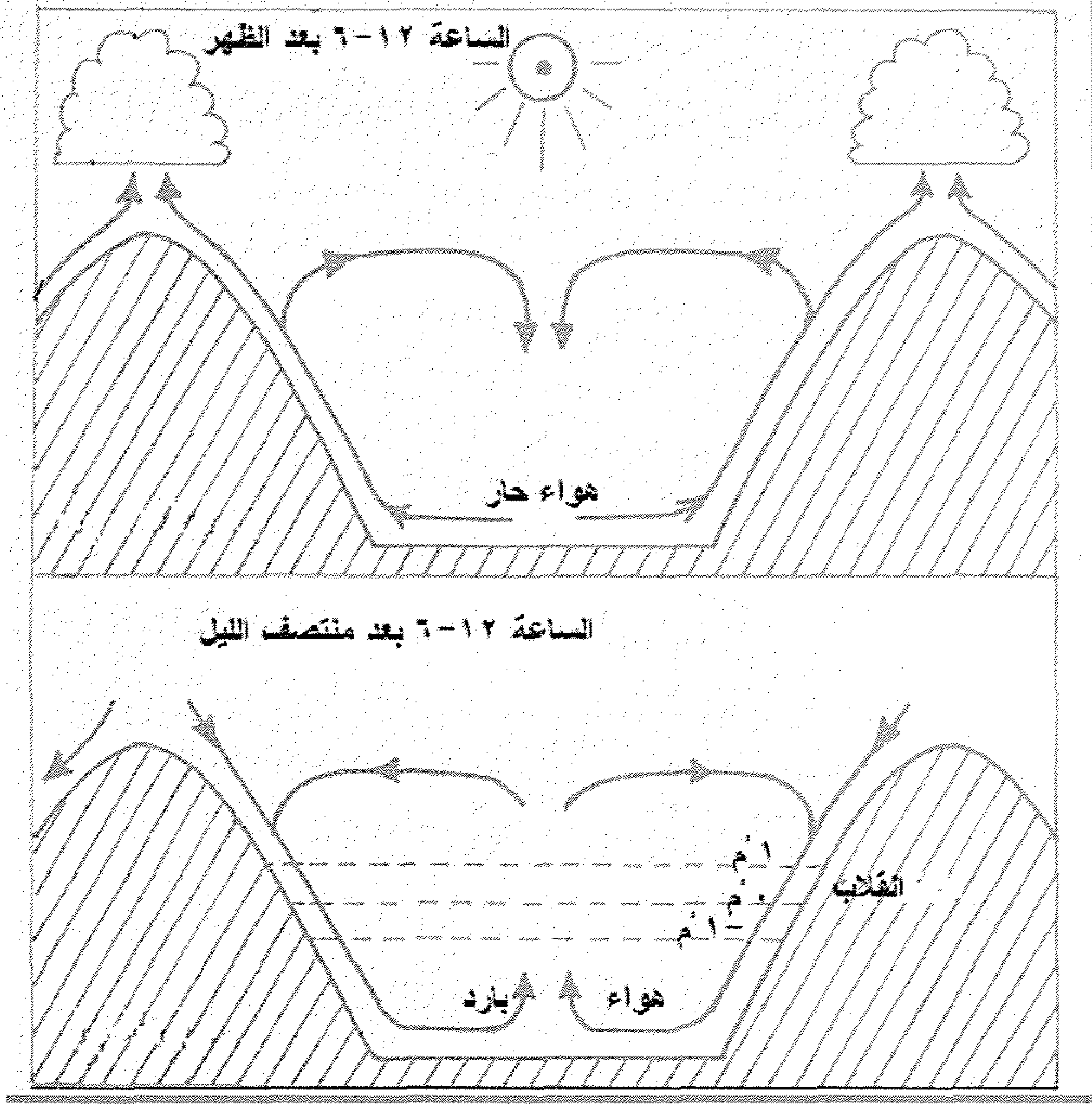
الانقلاب خطورة على المزروعات حيث قد تقتل طبقة الهواء الباردة بعض المزروعات وخاصة الخضراوات. كما تؤدي إلى الإضرار بالفواكه وخاصة الحمضيات فتؤدي إلى تجفيف الماء في داخلها. يستخدم المزارعون طرق عدة للتغلب على الانقلابات الحرارية السطحية. فيمكنهم استخدام الطائرات المروحية حيث تعمل مراوح الطائرات على خلط الهواء الدافئ في الأعلى مع الهواء البارد في الأسفل فترتفع الحرارة عن درجة التجمد. كما يمكن استخدام المدافئ حيث تشعل النيران في حاويات توضع بين أشجار الفاكهة أو في مدافئ نفطية كبيرة بغية رفع درجة حرارة الهواء. هذه الطرق تستخدم عندما تكون درجة حرارة الهواء قريبة من الانجماد.

يحدث الانقلاب الحراري السطحي كذلك إذا مرت كتلة هوائية دافئة فوق سطح بارد مما يؤدي إلى تبريد الهواء في أسفل هذه الكتلة والقريب من السطح البارد. ويبقى الهواء أعلى هذه الطبقة دافئاً. يحدث هذا النوع من الانقلاب في أي ساعة من الليل أو النهار. وسواء كانت السماء صافية أو غائمة. وهذا النوع من الانقلاب يستمر فترة أطول من النوعين السابقين.



الشكل ٣-١٧

الانقلاب الحراري الإشعاعي (السطحي).

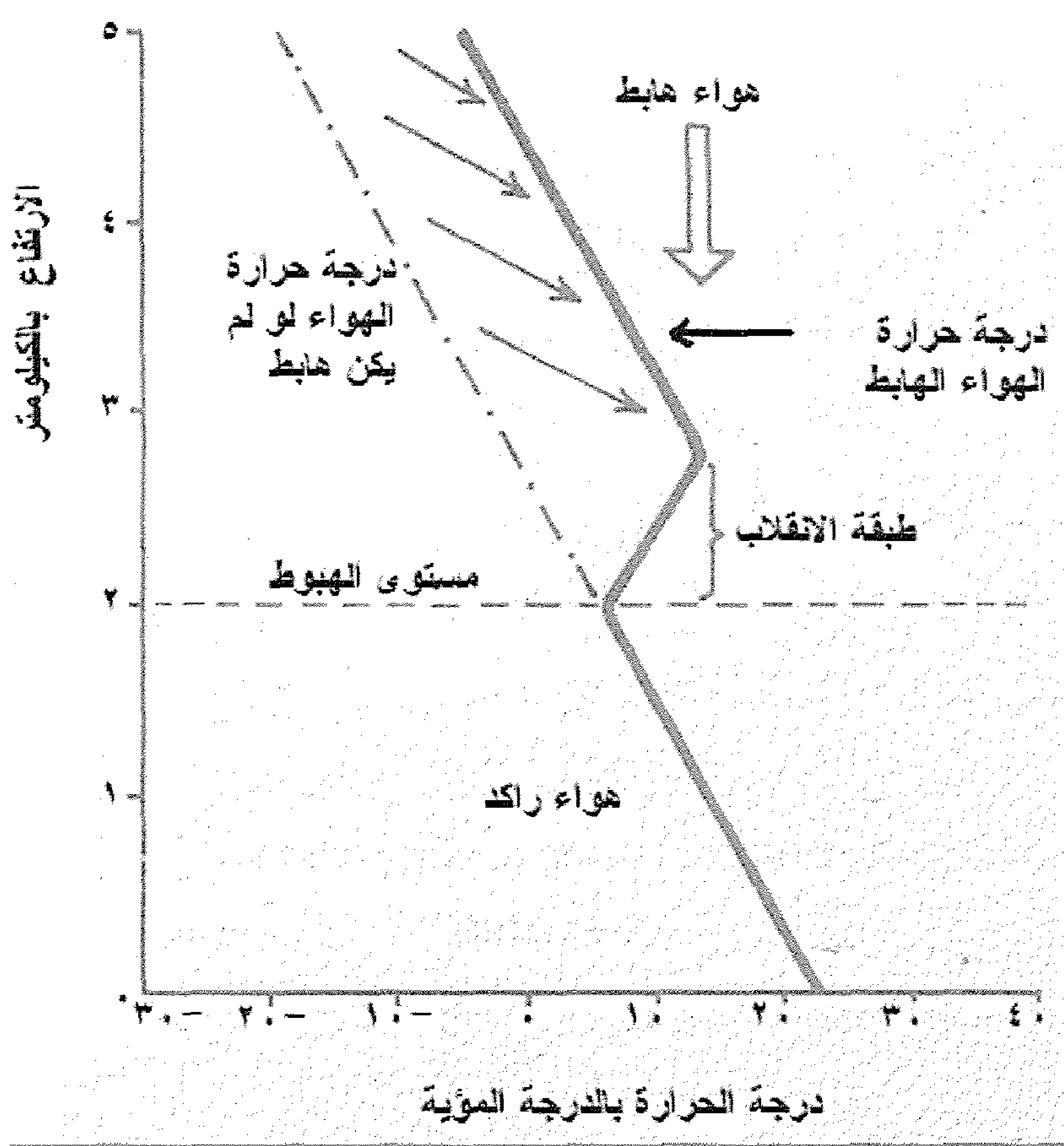


الشكل ٣-١٨

انقلاب حراري سطحي في الوديان.

(٢) الانقلاب الحراري المرتفع **Height Temperature Inversion**: يحدث هذا الانقلاب في المناطق المدارية خاصة, بسبب هبوط هواء من الأعلى إلى الأسفل لكنه لا يصل إلى سطح الأرض (الشكل ٣-١٩). هبوط الهواء يؤدي إلى ارتفاع حرارته مما يكون طبقة عازلة من الهواء الحار على ارتفاع ٢٠٠٠ متر. هذه الطبقة الانقلابية تمنع استمرار الهواء من التصاعد خاصة فوق الصحاري, فلا يصل الهواء أبداً إلى التكاثف. إن هذا النوع من الانقلاب شائع في المناطق المدارية وهو سبب رئيسي من أسباب الجفاف فيها. فالهواء فوق مستوى الانقلاب يكون حاراً جافاً وذلك لهبوطه.

بينما الهواء أسفل الانقلاب قد يكون رطباً, لكنة لعدم استطاعته اختراق منطقة الانقلاب فلا يتكاثف, وهذا حال المناطق الصحراوية الساحلية. تبدد هذا النوع من الانقلاب صعب لأنه يستمر طالما استمر الهواء بالهبوط.



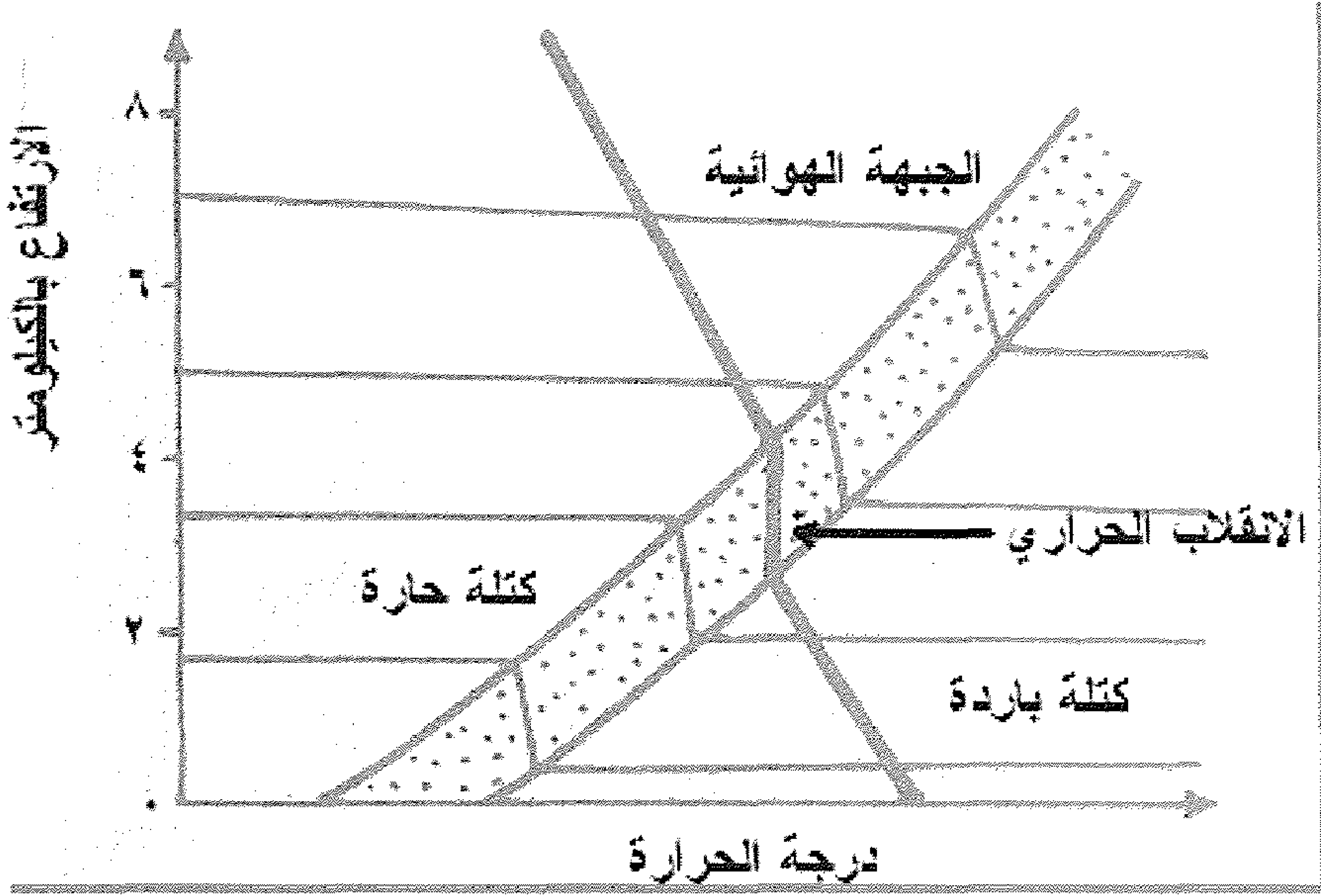
الشكل ٣-١٩

الانقلاب الحراري العلوي.

(٣) الانقلاب الحراري الجبهوي **Frontal Temperature Inversion**:

يختلف ارتفاع هذا الانقلاب عن سطح الأرض باختلاف عمق الجبهة الهوائية وارتفاعها عن سطح الأرض. يرافق هذا النوع من الانقلاب الجبهة الهوائية الباردة, حيث يندس الهواء البارد أسفل الهواء الدافئ ويرفعه إلى الأعلى مكوناً انقلاباً حرارياً في الجبهة نفسها (الشكل ٣-٢٠). حيث

تفصل الجبهة في مثل هذه الأحوال بين الهواء البارد في الأسفل والهواء الدافئ في الأعلى. الهواء الدافئ في الأعلى قد يكون رطباً فتظهر فيه الغيوم. وارتفاع الانقلاب يعتمد على ارتفاع الجبهة فوق المنطقة المعنية، وهو من أنواع الانقلابات التي تغطي منطقة واسعة.



الشكل ٣-٢٠

انقلاب حراري جبهوي.

الانقلابات الحرارية لها تأثير كبير على طقس المنطقة، فهي تحصر المواد الملوثة وتمنعها من التبدد مما تكون ضغطاً كبيراً على السكان وخاصة كبار السن. كما تؤثر الانقلابات الحرارية وخاصة السطحية منها على المزروعات والحيوانات. أما الانقلابات المرتفعة فلها تأثير سيئ على التكاثف حيث تمنع ارتفاع الهواء إلى الأعلى مما يوقف عملية التكاثف حتى وان كان الهواء مشبع ببخار الماء. والسبب الأساسي لظهور الصحاري الساحلية هو التكرار العالي للانقلابات الحرارية فوق المنطقة.

الفصل الرابع

الضغط الجوي والريـاح

الضغط الجوي والرياح

٤-١ تعريف الضغط الجوي وقياسه وتوزيعه
Air Pressure, Definition, Measurement, Distribution

الضغط الجوي هو وزن عمود الهواء الممتد من سطح الأرض إلى أعلى الغلاف الغازي. وقد حدد ارتفاع الغلاف الغازي بين ٢٠٠-٤٠٠ كم. الضغط هو القوة المسلطة على وحدة مساحة تقدر بسنتمتر مربع عند مستوى سطح البحر. يمكن تخيل الضغط الجوي على انه عمود من الهواء يمتد من سطح الأرض إلى أعلى الغلاف الغازي، هذا العمود يحتوي على جزيئات من الهواء، فإذا زاد عدد الجزيئات في العمود زاد الضغط الجوي، وإذا قل عدد الجزيئات في العمود قل الضغط الجوي. الهواء يشكل ثقلاً على الأجسام لا نشعر به لأننا اعتدنا عليه، بل إذا خف الوزن الساقط على أجسامنا إلى حد معين فإننا ننزف من انوفنا وأذاننا لنوازن الضغط الجديد الذي يعتبر واطئ جداً نسبة إلى ما تعودت عليه أجسامنا. ولان الضغط هو الوزن، فانه يوقع ثقلاً على الأجسام ويمكن قياسه.

تم قياس الضغط الجوي حسب تجربة تورشلي بالزئبق. فقد اخذ تورشلي إناء ووضع فيه زئبق، وملئ أنبوباً زجاجياً مغلق من احد جوانبه بالزئبق طوله متر، وقلب الأنبوب في الحوض المليء بالزئبق، وكانت التجربة عند مستوى سطح البحر. لاحظ تورشلي أن عمود الزئبق استمر ينخفض إلى أن وصل إلى ارتفاع ٧٦ سنتمتر (٢٩,٩٢ بوصة)، وهو يعادل ٧ كيلوغرامات على البوصة المربعة الواحدة. اعتبر تورشلي هذه القيمة هي قيمة الضغط الجوي. أي ان عمود الهواء في الغلاف الغازي يستطيع أن يسلط ضغطاً على سطح الزئبق فيرفع

الزئبق إلى ارتفاع ٧٦ سنتمتراً. ولما كان السنتمتر أو البوصة وحدة قياس للمسافات فقد تم استبدالها بوحدة قياس هندسية للقوة هو البار Bar. ولما كان البار وحدة قياس كبيرة لان القوة المسلطة من الغلاف الغازي تساوي واحد بار على السنتمتر المربع الواحد. ويساوي قوة مليون داينز Dynes على السنتمتر المربع الواحد. ولان التباين على سطح الأرض في قوة الضغط صغيرة. فقد تم استعمال المليبار Millibar. حيث ان البار يساوي ١٠٠٠ مليبار.

الضغط الجوي الاعتيادي هو القيمة التي ستعتمد على إنها الضغط الاعتيادي عند مستوى سطح البحر. وان أي قيمة ترتفع عنها ستعتبر ضغطاً عالياً. وأي قيمة تنخفض عنها ستسمى ضغطاً واطئاً. لذلك اعتمدت قيمة ١٠١٣,٣ مليبار على إنها قيمة الضغط الاعتيادي. هذه القيمة للضغط عند مستوى سطح البحر. ولهواء درجة حرارته ١٥°م وعند دائرة عرض ٤٥°. هذه القيمة مساوية ل ٧٦٠ مليمتر أو ٢٩,٩٢ بوصة. لذلك فان ١ مليمتر يساوي ٠,٧٥ مليبار. أي أن ١ مليبار يساوي ١,٣٣٣٢ مليمتر. ولأغراض التحويل من المليمتر إلى المليبار وبالعكس فإننا نستخدم المعادلات الآتية:

الضغط بالمليبار = الضغط بالمليمتر ÷ ٠,٧٥

الضغط بالمليبار = ٧٦٠ ÷ ٠,٧٥

الضغط بالمليبار = ١٠١٣,٣

الضغط بالمليمتر = الضغط بالمليبار × ٠,٧٥٠١

الضغط بالمليمتر = ١٠١٣,٣ × ٠,٧٥٠١

الضغط بالمليمتر = ٧٦٠

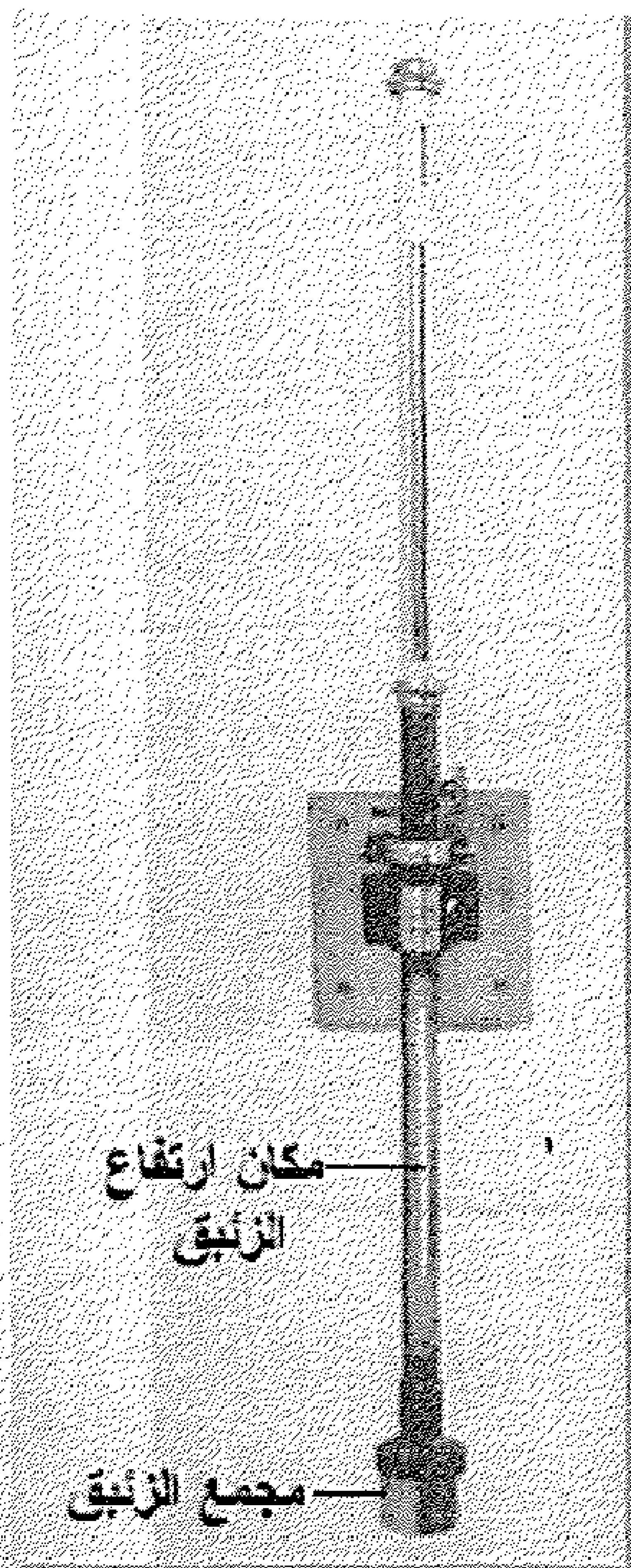
إما للتحويل بين المليبار والبوصة. فان البوصة الواحدة = ٣٣,٨٦ مليبار. أي إذا كان الضغط الجوي يساوي ٢٩,٩٢١٣ بوصة. فالرقم مضروب × ٣٣,٨٦ = ١٠١٣,٢.

لما كان الضغط الاعتيادي محسوب عند مستوى سطح البحر، فان أي قياس للضغط على ارتفاعات عالية يجب أن يخفض إلى مستوى سطح البحر، وذلك بإضافة قيم إضافية حسب الارتفاع. ولما كانت قيم الضغط لا تنخفض بالارتفاع بشكل ثابت كالحرارة، فان دوائر الأنواء الجوية تحتفظ بجداول خاصة بغية حساب كيفية تنزيل الضغط المقاس على المرتفعات إلى مستوى سطح البحر.

أجهزة قياس الضغط الجوي:

الأجهزة المستخدمة لقياس الضغط الجوي على نوعان، زئبقية ومسجلة.

(١) البارومتر الزئبقي **Mercurial Barometer**: الفكرة بسيطة كما في تجربة تورشلي. إناء فيه زئبق يقلب فيه أنبوب زجاجي مفرغ من الهواء طوله عادة متر. سطح الإناء مكشوف ليسمح للهواء أن يسلط ضغطه علية. الضغط المسلط من قبل الهواء على سطح الزئبق يجبر الزئبق أن ينساب إلى داخل الأنبوب الزجاجي ويكون ارتفاع الزئبق هو قيمة الضغط (الشكل ٤-١). ويقرأ الزئبق عند حافة الزئبق العليا.



الشكل ٤-١: البارومتر الزئبقي.

قراءة الضغط على البارومتر الزئبقي ليست هي القراءة النهائية، حيث يجب أن تجري عدة تعديلات على القراءة لتصبح جاهزة للاستعمال. فالبارومتر الزئبقي يحتاج إلى تعديل على درجة الحرارة، لان الزئبق يتمدد بارتفاع الحرارة ويتقلص بانخفاضها (الجدول ٤-١). كما يجب إجراء تعديل حسب دائرة العرض التي توجد فيها المحطة، وذلك لان الجاذبية الأرضية تختلف بين القطب وخط الاستواء (الجدول ٤-٢). كما يجب إجراء تعديل عند اخذ القياسات في المناطق المرتفعة، وذلك بإضافة قيمة للقياس لجعله مساوياً للقياس عند مستوى سطح البحر لان الضغط الجوي ينخفض بالارتفاع. كما يجب إجراء تعديل على الجهاز. وهذا مثال لتعديل اجري على قراءة جرت في سفينة، جسر السفينة الموضوع عليه البارومتر يرتفع ٣٥ قدم عن مستوى سطح البحر، درجة الحرارة ٣٢°م، ودائرة العرض ١٠°. التعديل على الجهاز والحرارة ودائرة العرض يجري في المحطة، بينما تصحيح الارتفاع يجري من قبل المكتب الرئيسي الذي تصل اليه القراءة.

قراءة البارومتر	١٠١٤,٨
تصحيح الارتفاع – تنزيل إلى مستوى سطح البحر (المركز الرئيسي)	+١,٤
تصحيح درجة الحرارة (من قبل المحطة)	-٥,٧
تصحيح الجاذبية حسب دائرة العرض (من قبل المحطة)	-٢,٧
تصحيح الجهاز (من قبل المحطة)	+١,٠
مجموع التصحيح	-٦,٠
القراءة بعد التصحيح	١٠٠٨,٨

هذا نموذج من التصحيح الذي يجري على القراءات من اجل أن تصبح القراءة نهائية.

الجدول ٤-١: تعديل البارومتر بسبب الحرارة، ويلاحظ أن لكل ارتفاع زئبق تعديل مختلف وحسب درجة الحرارة.

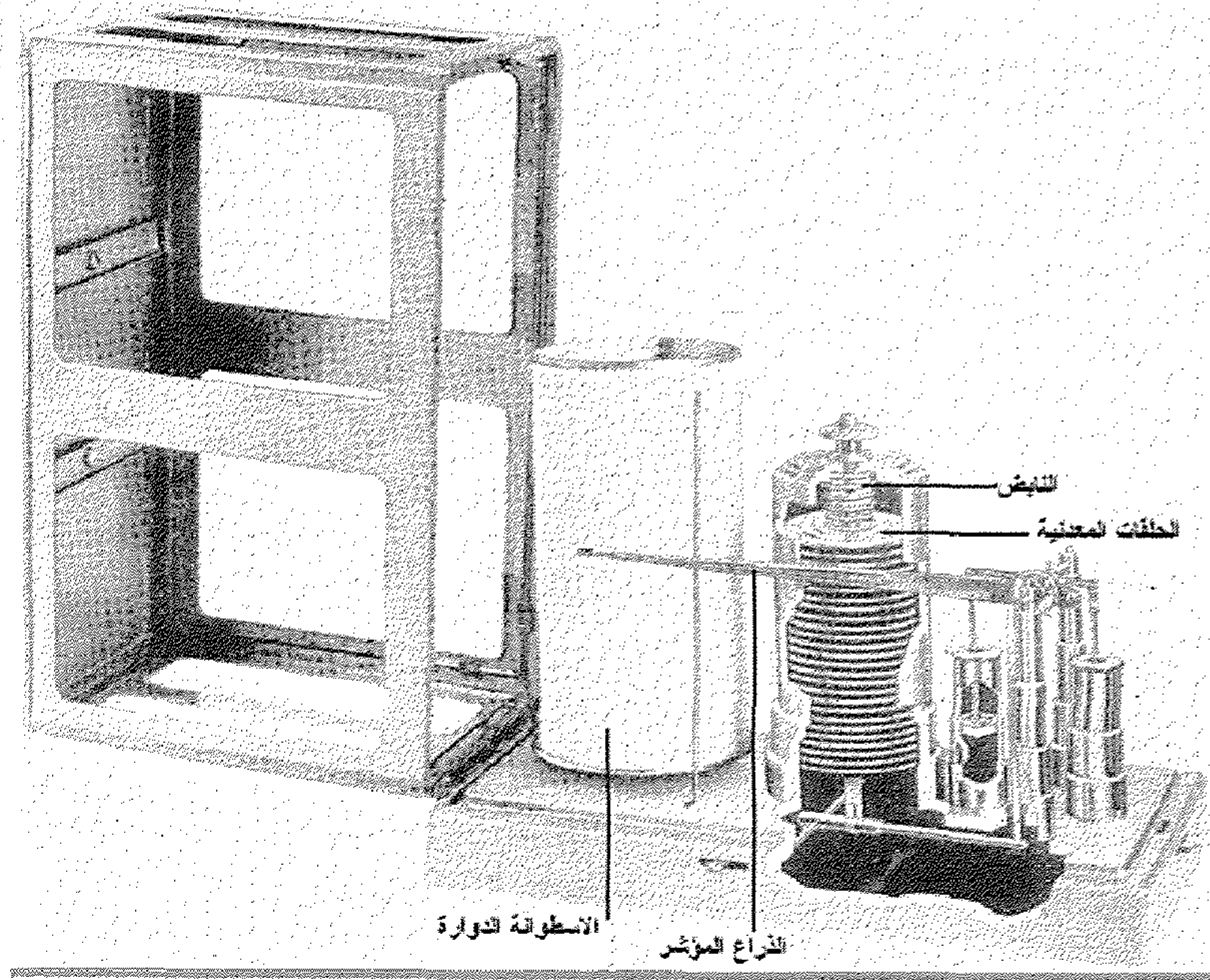
الضغط / الحرارة	٦٤٠	٦٦٧	٦٩٣	٧٢٠	٧٤٧	٧٧٣	٨٠٠	٨٢٧	٨٥٣	٨٨٠	٩٠٧	٩٣٣	٩٦٠	٩٨٧	١٠١٣	١٠٤٠
١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١	٠٫١
٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٢
٣	٠٫٢	٠٫٢	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٤
٤	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٣	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٥
٥	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٤	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦
٦	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٥	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٨
٧	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٦	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٨	٠٫٨	٠٫٨	٠٫٨	٠٫٩	٠٫٩	٠٫٩
٨	٠٫٦	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٨	٠٫٨	٠٫٨	٠٫٨	٠٫٩	٠٫٩	٠٫٩	٠٫٩	١	١	١
٩	٠٫٧	٠٫٧	٠٫٨	٠٫٨	٠٫٨	٠٫٩	٠٫٩	٠٫٩	٠٫٩	١	١	١	١٫١	١٫١	١٫١	١٫٢
١٠	٠٫٨	٠٫٨	٠٫٩	٠٫٩	٠٫٩	١	١	١	١	١٫١	١٫١	١٫١	١٫٢	١٫٢	١٫٢	١٫٣
١١	٠٫٩	٠٫٩	٠٫٩	١	١	١	١٫١	١٫١	١٫٢	١٫٢	١٫٢	١٫٣	١٫٣	١٫٣	١٫٤	١٫٤
١٢	٠٫٩	١	١	١٫١	١٫١	١٫١	١٫٢	١٫٢	١٫٣	١٫٣	١٫٣	١٫٤	١٫٤	١٫٥	١٫٥	١٫٥
١٣	١	١٫١	١٫١	١٫١	١٫٢	١٫٢	١٫٣	١٫٣	١٫٤	١٫٤	١٫٤	١٫٥	١٫٥	١٫٦	١٫٦	١٫٦
١٤	١٫١	١٫١	١٫٢	١٫٢	١٫٣	١٫٣	١٫٤	١٫٤	١٫٥	١٫٥	١٫٦	١٫٦	١٫٦	١٫٧	١٫٧	١٫٨
١٥	١٫٢	١٫٢	١٫٣	١٫٣	١٫٤	١٫٤	١٫٥	١٫٥	١٫٦	١٫٦	١٫٧	١٫٧	١٫٨	١٫٨	١٫٩	١٫٩
١٦	١٫٣	١٫٣	١٫٤	١٫٤	١٫٥	١٫٥	١٫٦	١٫٦	١٫٧	١٫٧	١٫٨	١٫٨	١٫٩	١٫٩	٢	٢
١٧	١٫٣	١٫٤	١٫٤	١٫٥	١٫٦	١٫٦	١٫٧	١٫٧	١٫٨	١٫٨	١٫٩	١٫٩	٢	٢٫١	٢٫١	٢٫٢
١٨	١٫٤	١٫٥	١٫٥	١٫٦	١٫٦	١٫٧	١٫٨	١٫٨	١٫٩	١٫٩	٢	٢٫١	٢٫١	٢٫٢	٢٫٢	٢٫٣
١٩	١٫٥	١٫٦	١٫٦	١٫٧	١٫٧	١٫٨	١٫٩	١٫٩	٢	٢	٢٫١	٢٫٢	٢٫٢	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٤
٢٠	١٫٦	١٫٦	١٫٧	١٫٨	١٫٨	١٫٩	٢	٢	٢٫١	٢٫٢	٢٫٢	٢٫٣	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٥
٢١	١٫٦	١٫٧	١٫٨	١٫٩	١٫٩	٢	٢٫١	٢٫١	٢٫٢	٢٫٣	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٧
٢٢	١٫٧	١٫٨	١٫٩	١٫٩	٢	٢٫١	٢٫٢	٢٫٢	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٧	٢٫٨
٢٣	١٫٨	١٫٩	٢	٢	٢٫١	٢٫٢	٢٫٣	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٨	٢٫٩
٢٤	١٫٩	٢	٢	٢٫١	٢٫٢	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٣	٣٫١
٢٥	٢	٢	٢٫١	٢٫٢	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٢٫٩	٣	٣٫١	٣٫٢
٢٦	٢	٢٫١	٢٫٢	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٣	٣	٣٫١	٣٫٢	٣٫٣
٢٧	٢٫١	٢٫٢	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٣	٣٫١	٣٫٢	٣٫٣	٣٫٣	٣٫٤
٢٨	٢٫٢	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٣	٣٫١	٣٫٢	٣٫٣	٣٫٤	٣٫٥	٣٫٦
٢٩	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٣	٣٫١	٣٫٢	٣٫٣	٣٫٤	٣٫٥	٣٫٦	٣٫٧
٣٠	٢٫٣	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٣	٣٫١	٣٫٢	٣٫٣	٣٫٤	٣٫٥	٣٫٦	٣٫٧	٣٫٨
٣١	٢٫٤	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٣	٣٫١	٣٫٢	٣٫٣	٣٫٤	٣٫٥	٣٫٦	٣٫٧	٣٫٨	٣٫٩
٣٢	٢٫٥	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٣	٣٫١	٣٫٢	٣٫٣	٣٫٤	٣٫٥	٣٫٦	٣٫٨	٣٫٩	٤	٤٫١
٣٣	٢٫٦	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٣	٣٫١	٣٫٢	٣٫٣	٣٫٤	٣٫٥	٣٫٦	٣٫٨	٣٫٩	٤	٤٫١	٤٫٢
٣٤	٢٫٧	٢٫٨	٢٫٩	٣	٣٫١	٣٫٢	٣٫٣	٣٫٤	٣٫٥	٣٫٦	٣٫٨	٣٫٩	٤	٤٫١	٤٫٢	٤٫٣
٣٥	٢٫٧	٢٫٨	٣	٣٫١	٣٫٢	٣٫٣	٣٫٤	٣٫٥	٣٫٦	٣٫٨	٣٫٩	٤	٤٫١	٤٫٢	٤٫٣	٤٫٤

الجدول ٤-٢: تصحيح البارومتر حسب الجاذبية بالمليبار.

دائرة العرض	٩٠٠ مليبار	٩٥٠ مليبار	١٠٠٠ مليبار	١٠٥٠ مليبار
٩٠	٢,٣٣	٢,٤٦	٢,٥٩	٢,٧٢
٨٨	٢,٣٣	٢,٤٦	٢,٥٩	٢,٧٢
٨٦	٢,٣١	٢,٤٤	٢,٥٧	٢,٧٠
٨٤	٢,٢٨	٢,٤١	٢,٥٤	٢,٦٦
٨٢	٢,٢٤	٢,٣٧	٢,٤٩	٢,٦١
٨٠	٢,١٩	٢,٣١	٢,٤٣	٢,٥٥
٧٨	٢,١٢	٢,٢٥	٢,٣٦	٢,٤٨
٧٦	٢,٠٥	٢,١٧	٢,٢٨	٢,٤٠
٧٤	١,٩٧	٢,٠٨	٢,١٩	٢,٣٠
٧٢	١,٨٨	١,٩٨	٢,٠٩	٢,١٩
٧٠	١,٧٨	١,٨٨	١,٩٧	٢,٠٧
٦٨	١,٦٦	١,٧٦	١,٨٥	١,٩٤
٦٦	١,٥٥	١,٦٣	١,٧٢	١,٨٠
٦٤	١,٤٢	١,٥٠	١,٥٨	١,٦٥
٦٢	١,٢٨	١,٣٦	١,٤٣	١,٥٠
٦٠	١,١٤	١,٢١	١,٢٧	١,٣٣
٥٨	١	١,٠٥	١,١١	١,١٦
٥٦	٠,٨٥	٠,٨٩	٠,٩٤	٠,٩٩
٥٤	٠,٦٩	٠,٧٣	٠,٧٧	٠,٨٠
٥٢	٠,٥٣	٠,٥٦	٠,٥٩	٠,٦٢
٥٠	٠,٣٧	٠,٣٩	٠,٤١	٠,٤٣
٤٨	٠,٢٠	٠,٢١	٠,٢٣	٠,٢٤
٤٦	٠,٠٤	٠,٠٤	٠,٠٤	٠,٠٤
٤٥	٠,٠٤-	٠,٠٥-	٠,٠٥-	٠,٠٥-
٤٤	٠,١٣-	٠,١٣-	٠,١٤-	٠,١٥-
٤٢	٠,٢٩-	٠,٣١-	٠,٣٣-	٠,٣٤-
٤٠	٠,٤٦-	٠,٤٨-	٠,٥١-	٠,٥٣-
٣٨	٠,٦٢-	٠,٦٥-	٠,٦٩-	٠,٧٢-
٣٦	٠,٧٨-	٠,٨٢-	٠,٨٦-	٠,٩١-

دائرة العرض	٩٠٠ مليبار	٩٥٠ مليبار	١٠٠٠ مليبار	١٠٥٠ مليبار
٣٤	-٠,٩٣	-٠,٩٩	-١,٠٤	-١,٠٩
٣٢	-١,٠٨	-١,١٥	-١,٢١	-١,٢٧
٣٠	-١,٢٣	-١,٣٠	-١,٣٧	-١,٤٤
٢٨	-١,٣٧	-١,٤٥	-١,٥٢	-١,٦٠
٢٦	-١,٥٠	-١,٥٩	-١,٦٧	-١,٧٥
٢٤	-١,٦٣	-١,٧٢	-١,٨١	-١,٩٠
٢٢	-١,٧٥	-١,٨٥	-١,٩٤	-٢,٠٤
٢٠	-١,٨٦	-١,٩٦	-٢,٠٧	-٢,١٧
١٨	-١,٩٦	-٢,٠٧	-٢,١٨	-٢,٢٩
١٦	-٢,٠٥	-٢,١٧	-٢,٢٨	-٢,٤٠
١٤	-٢,١٤	-٢,٢٦	-٢,٣٧	-٢,٤٩
١٢	-٢,٢١	-٢,٣٣	-٢,٤٥	-٢,٥٨
١٠	-٢,٢٧	-٢,٤٠	-٢,٥٢	-٢,٦٥
٨	-٢,٣٢	-٢,٤٥	-٢,٥٨	-٢,٧١
٦	-٢,٣٦	-٢,٤٩	-٢,٦٢	-٢,٧٥
٤	-٢,٣٩	-٢,٥٢	-٢,٦٦	-٢,٧٩
٢	-٢,٤١	-٢,٥٤	-٢,٦٧	-٢,٨١
٠	-٢,٤١	-٢,٥٥	-٢,٦٨	-٢,٨١

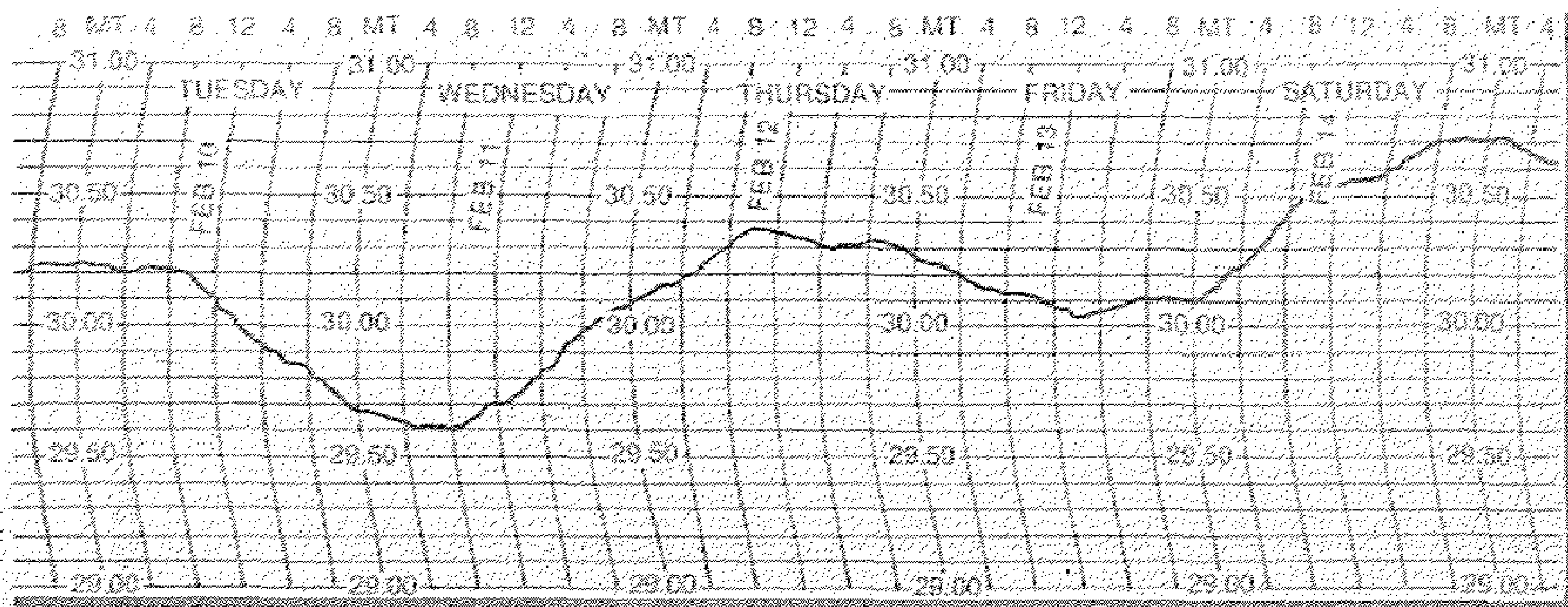
(٢) الباروكراف المسجل **Barograph**: وهو بارومتر مسجل. يتكون من نابض شديد لكنه قابل للانضغاط، مركب تحته مجموعة حلقات معدنية قابلة للانضغاط أيضا(الشكل ٤-٢). في حالة أي تغيير في ضغط الهواء تتحسس الحلقات المعدنية مما يؤثر بدورة على النابض الذي يرتبط به مؤشر في نهايته قلم. يسجل القلم على الورقة الموجودة على الاسطوانة الدوارة هذا التغيير مما يظهر على شكل تغيرات ارتفاعاً وانخفاضاً في الضغط. وتعمل الاسطوانة ليوم أو لأسبوع. في نهاية التسجيل تؤخذ الورقة لتستبدل بأخرى للقراءات اللاحقة.



الشكل ٤-٢

صورة لجهاز الباروكراف.

يظهر على الورقة تسجيل كامل لحركة الضغط ارتفاعاً وانخفاضاً (الشكل ٤-٣). لا يحتاج هذا الجهاز لنفس التعديلات التي تجري على قراءة البارومتر الزئبقي. التصحيح الوحيد الذي يجري على قراءة هذا الجهاز هو تصحيح الارتفاع.



الشكل ٤-٣

نموذج للورقة الأسبوعية التي تسجل عليها قيم الضغط في جهاز الباروكراف.

يظهر من الشكل (٤-٣) المسجلة عليها حركة الضغط لأسبوع أن الضغط كان مرتفعاً يوم الثلاثاء ١٠ شباط، وانخفض يوم الأربعاء ١١ شباط، واستمر مرتفعاً الخميس والجمعة ووصل أعلى ارتفاع له السبت. لاحظ أن الورقة تحسب الضغط بالبوصة ولذلك يجب تغيير القيم إلى المليبار.

٤-١-١ الضغط الجوي في الغلاف الغازي Vertical Pressure

إن الغازات المكونة للغلاف الغازي والموجودة حول الأرض تبقى مرتبطة بسطح الأرض بفعل الجاذبية الأرضية، لان الأرض تدور حول نفسها فإنها تكون لنفسها نطاق جاذبية. لذلك يتزايد التصاق الغازات القريبة من السطح بسطح الأرض ويضعف ذلك كلما ابتعدنا إلى الأعلى. كما إن كثافة الغازات تختلف مما يؤدي إلى أن تكون الغازات الخفيفة في الأعلى والغازات الثقيلة في الأسفل.

هذه العوامل تجعل للهواء ضغط يتناقص بالارتفاع عن سطح الأرض. لان الهواء متكون من طبقات، فكل طبقة تضغط على الطبقة الأسفل منها مما يؤدي إلى تقارب أكثر لجزيئات الهواء في تلك الطبقة. فالطبقة العليا من الهواء ليس عليها ضغط بينما الطبقة الأسفل منها يسلط عليها ضغط الطبقة الأعلى منها، والطبقة الثالثة يسلط عليها ضغط الطبقتين الأعلى منها وهكذا وصولاً إلى سطح الأرض، حيث تتحمل طبقة الهواء القريبة من سطح الأرض ضغط جميع طبقات الهواء التي فوقها.

ذكرنا أن الضغط الجوي يتناقص بالارتفاع، لان طول عمود الهواء الذي يمثل الضغط يقصر بالارتفاع. تناقص الضغط بالارتفاع لا يتبع قانوناً محدداً، لان الهواء عبارة عن غازات قابلة للانضغاط، فان الضغط سيتناقص بسرعة في الكيلومتر الأول ثم يتباطأ التناقص في الكيلومتر الثاني ويتباطأ أكثر في الثالث وهكذا صعوداً (الجدول ٤-٣).

التوزيع العمودي للضغط الجوي يظهر في الجدول (٤-٣). والقيم الموجودة في الجدول هي عبارة عن الضغط الاعتيادي الموجود في ذلك الارتفاع. بالنسبة للضغط من مستوى سطح البحر إلى ارتفاع ١٥ كيلومتر تتزايد قيمة عن قيم الجدول بحوالي ٢٪ في فصل الصيف، وحوالي ٣٪ في فصل الشتاء. كما إن قيم الضغط للارتفاع الواحد تختلف أفقياً بين مكان وأخر وذلك بسبب المنظومات الضغطية المتحركة مثل المنخفض الجوي والمرتفع الجوي. فعلى سطح الأرض يختلف الضغط بين مكان وأخر بنسبة ٥٪ زيادة أو نقصان نتيجة اختلاف وجود ضغط مرتفع أو ضغط منخفض.

من الجدول يتضح أن على ارتفاع كيلومترين فقط من سطح الأرض يسجل الضغط ٧٩٥ مليبار وهو ٧٨,٥٪ من الضغط الجوي عند مستوى سطح البحر. معنى ذلك إن جميع المدن التي تقع على هذا الارتفاع مثل صنعاء مثلاً يكون ضغطها الاعتيادي ٧٩٥ مليبار.

الجدول ٤-٣: تناقص قيمة الضغط بالارتفاع.

الارتفاع كيلومتر	الضغط مليبار
٠	١٠١٣
٢	٧٩٥
٤	٦١٦
٦	٤٧٢
٨	٣٥٦
١٠	٢٦٤
١٥	١٢٠
٢٠	٥٥,٢١
٣٠	١١,٥٢
٤٠	٢,٧٨
٥٠	٠,٩٣
٦٠	٠,٣٥
٧٠	٠,١٢
٨٠	٠,٠٣
٩٠	٠,٠٠٨
١٠٠	٠,٠٠٣

وإذا ارتفعنا أكثر انخفض الضغط أكثر ولكن بشكل أبطئ. فعند ارتفاع ٦ كيلومتر يكون الضغط ٤٧٢ مليبار. وهو اقل من الضغط عند مستوى سطح البحر بحوالي ٥٣,٤٪. متسلقو الجبال يعيشون على ارتفاع ٨ كيلومتر على قمة افرست في ضغط يعادل ٣٥٦ مليبار الذي هو فقط ٣٥٪ من الضغط عند مستوى سطح البحر.

يمكن القول إن ٩٩٪ من ضغط الهواء يوجد على ارتفاع ٣٠ كيلومتر. وهذا يعني أن تناقص الضغط يكون قرب سطح الأرض بحوالي ٣٣ مليبار لكل ٢٩٠ متر ارتفاع.

٤-١-٢ العوامل المؤثرة على الضغط الجوي Factors Affect's Pressure

إن الترابط بين توزيع الضغط الجوي وحركة الرياح العامة لا تحتاج إلى دليل. حيث إن الرياح هي نتاج الاختلافات الضغطية. ولان الضغط الجوي هو نتاج توزيع الحرارة على سطح الأرض. لذلك فان الضغط الجوي وما ينتج عنه من رياح عامة ومحلية هما نتاج التوزيع غير المتساوي للإشعاع الشمسي على سطح الأرض. ولنفهم بشكل جيد توزيع الضغط على سطح الأرض لابد لنا من مناقشة العوامل المؤثرة على هذا التوزيع وهي:

١- الحرارة Heat: العلاقة بين الحرارة والضغط الجوي علاقة عكسية. فالمناطق التي ترتفع حرارتها ينخفض فيها الضغط الجوي بسبب تمدد الهواء وارتفاعه إلى الأعلى. بينما المناطق التي تنخفض حرارتها يرتفع فيها الضغط الجوي بسبب انكماش الهواء وانكباسه إلى الأسفل. لذلك إذا لم تكن هناك عوامل أخرى. فان الحرارة هي المسئولة عن توزيع الضغوط. فيظهر الضغط الواطئ الحراري حول المنطقة الاستوائية. ويتحرك هذا الضغط شمال وجنوب خط الاستواء مع حركة الشمس الظاهرية. إما المناطق القطبية فيظهر فيها ضغط عالي حراري وذلك لشدة انخفاض درجة الحرارة طيلة أيام السنة.

٢- الحركة الصاعدة والهابطة للهواء **Ascending and Descending Air**: في المناطق التي يرتفع فيها الهواء إما بسبب الحرارة أو بسبب التقاء الكتل الهوائية, تكون مناطق ضغط واطئ كما في العروض الوسطى التي تكون مسرحاً لالتقاء الكتل الهوائية. أما مناطق هبوط الهواء من الأعلى إلى الأسفل إما بسبب انخفاض الحرارة أو بسبب لقاء التيارات الهوائية العليا, فإنها تكون مناطق ضغط عال, كما في العروض المدارية حيث تلتقي في الأعلى التيارات الهوائية الاستوائية وشبه القطبية لتهبط فوق المناطق المدارية (دائرة عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً) مما يكون ضغط عالي على السطح كما في عروض الخيل.

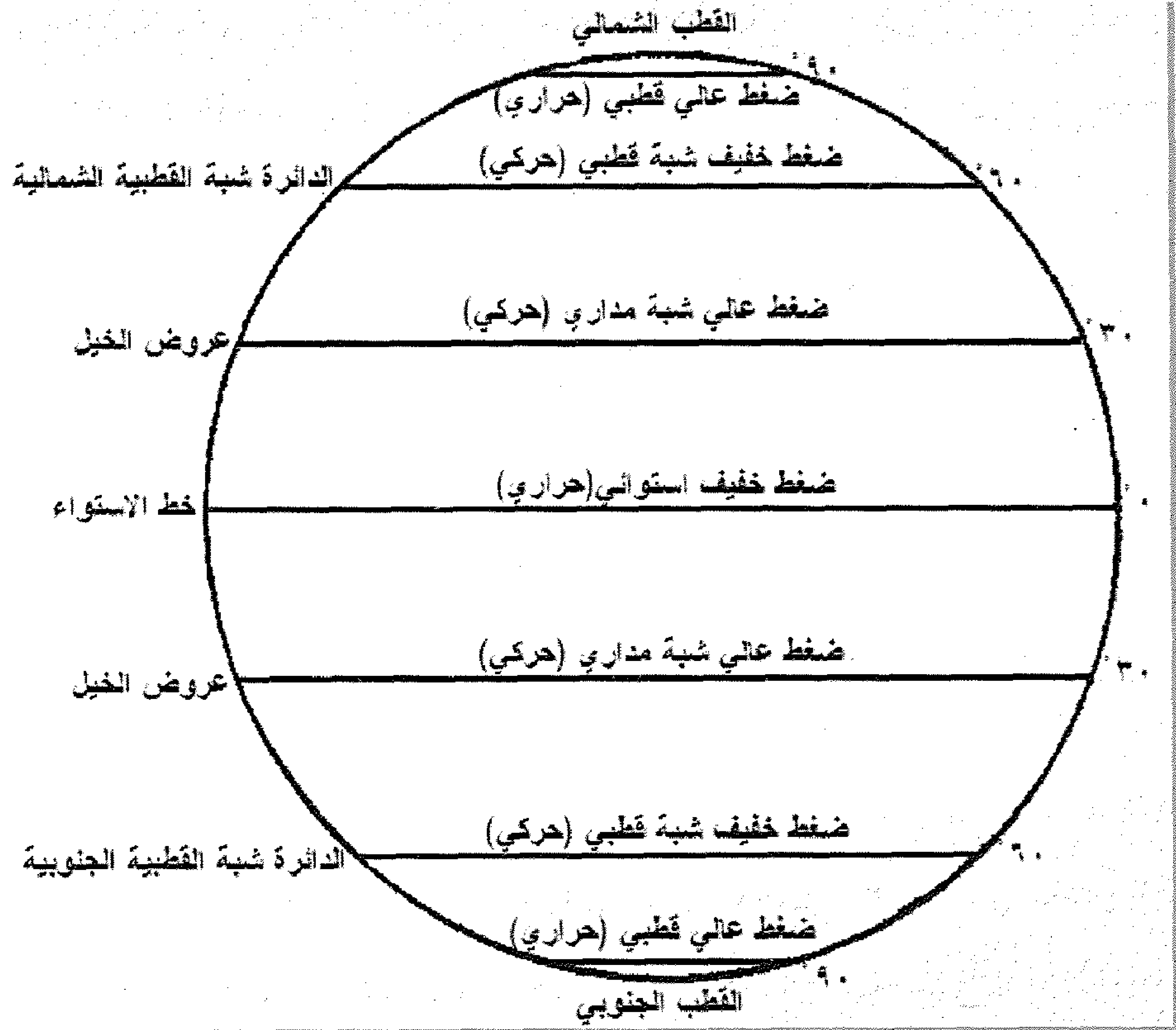
٣- عوامل أخرى **Other Factor**: مثل الارتفاع عن مستوى سطح البحر Altitude الذي يؤدي إلى قصر طول عمود الهواء. هذا العامل لا يظهر تأثيره على خريطة التوزيع وذلك لأننا نتعامل مع قيم الضغط بإنزالها إلى مستوى سطح البحر. الضغط الاعتيادي ينخفض بالارتفاع, حيث أن عمود الهواء يتناقص ارتفاعه فيقل وزنه, لذلك فقيمة الضغط الجوي على ارتفاع ٥٥٠٠ متر هي نصف قيمة الضغط عند مستوى سطح البحر. والعامل الأخر هو كمية بخار الماء في الهواء Moisture. فالمعروف إن بخار الماء اخف وزناً من الهواء, لذلك عندما يكون موجوداً في الهواء بكميات كبيرة فانه يؤدي إلى انخفاض الضغط والعكس صحيح. وهذا العامل لا يظهر على خرائط توزيع الضغط كذلك بل يمكن الإحساس به محلياً.

٤-١-٣ التوزيع الجغرافي للضغط الجوي
The Geographical Distribution of Pressure

إن المعدل السنوي لتوزيع الضغط الجوي يعكس تناغماً جيداً في توزيع الضغط وعلاقة هذا التوزيع بالعوامل الأنفة الذكر, كما يعبر عن تصور نظري لتوزيع الضغط. حيث أن الواقع يختلف قليلاً عن هذا التوزيع, في حين إن

التوزيع الفصلي يعبر عن واقع أكثر دقة من التوزيع السنوي النظري. ولكن مع ذلك، فان التوزيع السنوي النظري، حيث يظهر في الشكل (٤-٤) يعيننا على تصور حالة الضغط العامة على سطح الأرض. وسنبدأ بالتوزيع السنوي النظري للضغوط الجوية على سطح الأرض، ولابد من التذكير بان هذا التوزيع يفترض ان تكون الأرض متجانسة، أما كلها يابس أو كلها ماء.

يلاحظ من الشكل (٤-٤) إن ارتفاع الحرارة على خط الاستواء كون ضغط خفيف أسميناه حراري إشارة إلى أن سبب التكوين هو ارتفاع درجة الحرارة طول العام في المنطقة الاستوائية. في حين يظهر ضغط عالي على المنطقة شبه المدارية بالرغم من ارتفاع درجة الحرارة عليها. إن وجود تيار هوائي هابط فوق المنطقة هو سبب ارتفاع الضغط هناك. فالهواء الصاعد بسبب التمدد من فوق المنطقة الاستوائية وعندما يصل إلى التروبوبوز فانه يضطر إلى الاتجاه شمالاً أو جنوباً لعدم استطاعته اختراق التروبوبوز. هذا الهواء في الأعلى عندما يصل إلى فوق المناطق شبه المدارية يبرد، كما انه يصبح أسرع من الأرض الموجودة تحته. لذلك يضطر للهبوط فوق عروض الخيل كمعدل وذلك ليوازن بين سرعته وسرعة الأرض أسفل منه، أي أن هبوط الهواء يتغلب على ارتفاع الحرارة فيرفع الضغط. لذلك يتكون ضغط عالي فوق المناطق التي يهبط عليها، وهكذا أصبح ضغطاً حركياً لأنه ناتج عن تيار هوائي هابط. يظهر على الشكل ضغط خفيف شبه قطبي في المناطق شبه القطبية رغم انخفاض درجة الحرارة فيها. مرة أخرى فان التقاء الهواء المداري بالهواء القطبي على السطح قرب هذه المناطق يكون الجبهة القطبية، حيث يتسلق الهواء الدافئ المداري فوق الهواء البارد القطبي، وبذلك يتكون ضغط خفيف على السطح رغم انخفاض درجة الحرارة. أي أن التيار الصاعد يتغلب على انخفاض الحرارة في تكوين الضغط. أما القطبين فان انخفاض الحرارة فيهما طول العام يكون ضغط عالي حراري فوقيهما طول العام.



الشكل ٤-٤

التوزيع الافتراضي للضغط الجوي على الكرة الأرضية.

كما ذكرنا سابقاً فان انطقة الضغط هذه نظرية، رغم إنها لا تختلف عن الواقع إلا قليلاً. وان حركة الشمس الظاهرية خلال العام تسحب معها انطقة الضغط إلى الشمال عندما تتحرك الشمس ظاهرياً إلى الشمال، والى الجنوب عندما تتحرك الشمس ظاهرياً إلى الجنوب. فالضغط الاستوائي الواطئ حراري المنشأ كما ذكرنا سابقاً ويتحرك شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية. والضغط العالي القطبي هو حراري كذلك، يتوسع ويتقلص حسب حركة الشمس الظاهرية. الضغط العالي القطبي الشمالي يتوسع ليصل إلى دائرة

عرض ٦٠° شمالاً في الشتاء، بينما يتقلص ليصبح حول القطب فقط في الصيف. أما الضغط العالي شبه المداري فانه حركي وينتج عن هبوط الهواء من الأعلى إلى الأسفل ويتحرك كذلك شمال وجنوب دائرة عرض ٣٠°. يصل هذا الضغط إلى دائرة عرض ٤٠° شمالاً في الصيف، والى دائرة عرض ٢٠° في الشتاء. إما الضغط الواطئ شبه القطبي فانه حركي كذلك وينتج عن التقاء الكتل الهوائية ويتحرك شمالاً إلى دائرة عرض ٦٠° صيفاً والى دائرة عرض ٤٠° شتاءاً.

ولابد من الإشارة إلى أن انطقة الضغط في النصف الشمالي تتحرك بشكل أوسع من حركتها في النصف الجنوبي. فالنصف الجنوبي معظمه ماء لذلك يكون سطحه أكثر تجانساً مما يؤدي إلى عدم وجود فوارق حرارية كبيرة بين الصيف والشتاء، لذلك لا تتحرك انطقة الضغط إلا بحدود ضيقة جداً، حيث لا يزيد تحركها عن ٥ دوائر عرض. عكس النصف الشمالي الذي يكون معظمة يابس، واليابس يسخن كثيراً في الصيف ويبرد كثيراً في الشتاء لذلك تكون حركة الضغوط على سطحه كبيرة بين الصيف والشتاء، حيث تتحرك على ٢٠ دائرة عرض في العروض المدارية، وعلى ٣٠ دائرة عرض في العروض الوسطى.

٤-١-٣-١ التوزيع الجغرافي لمعدل الضغط الجوي السنوي
Annual Pressure Distribution

يظهر في الخريطة (٤-٥) مركزان دائمان للضغط الواطئ، الأول فوق شمال المحيط الأطلسي ويشتهر بالمنخفض الأيسلندي حيث يكون مركزه قرب جزيرة أيسلندا، والثاني فوق شمال المحيط الهادي ويشتهر بالمنخفض الالوشي حيث يكون قرب جزر الالوش. هذه الضغوط متحركة لذلك تتحرك على شكل منخفضات جوية لتؤثر على القارات المجاورة. هذا الظهور لمراكز الضغط

الواطئ يتلاءم مع التوزيع النظري للضغط الجوي على سطح الأرض. كما يظهر في الخريطة (٤-٥) مركزان دائمان للضغط العالي، الأول مرتفع برمودا في الجزء المداري من المحيط الأطلسي الشمالي، والثاني المرتفع الازوري في الجزء المداري من المحيط الهادي الشمالي. هذان المرتفعان يتلاءمان في موقعيهما مع موقع الضغط العالي شبه المداري في التوزيع النظري ولكنهما هنا يظهران فوق الماء فقط.

يظهر في الخريطة أن هناك منخفض استوائي حول خط الاستواء، يظهر لهذا المنخفض مركزان أكثر عمقاً، الأول يمتد من شبه القارة الهندية إلى جنوب الجزيرة العربية وشرق أفريقيا، والثاني فوق جزر اندونيسيا. يتلاءم موقع هذا الضغط المنخفض مع موقعه في التوزيع النظري. الشواذ هو أن مواقع الضغوط المنخفضة والمرتفعة تظهر فوق الماء فقط بينما اليابس تتباين عليه قيم الضغط. والثاني إن الضغط العالي القطبي يظهر إلى جنوب مركز القطب الشمالي وعلى اليابس.

أما في النصف الجنوبي من الكرة الأرضية، فهناك ثلاثة مرتفعات شبه مدارية،

الأول: بين استراليا وأفريقيا في المحيط الهندي،

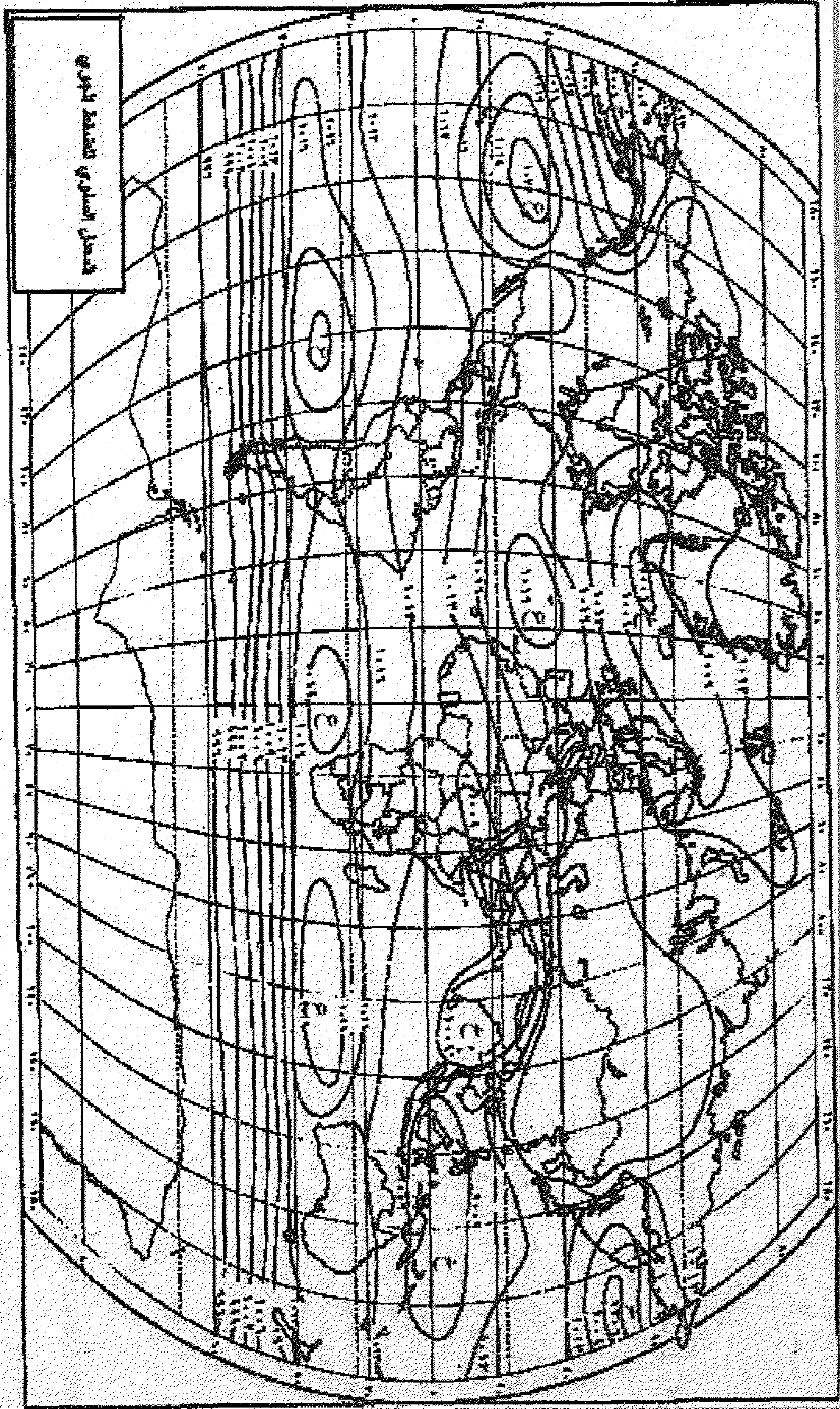
والثاني: بين أفريقيا وأمريكا الجنوبية في المحيط الأطلسي الجنوبي،

والثالث: قريب من ساحل أمريكا الجنوبية الغربي في المحيط الهادي. موقع هذه الضغوط يتلاءم مع التوزيع النظري باستثناء انه لا يظهر على اليابس. في المنطقة شبه القطبية الجنوبية هناك ضغط منخفض دائم يحتل المنطقة الفاصلة بين القارة القطبية الجنوبية وأقصى امتداد لليابس الجنوبي، وهذا يتلاءم مع التوزيع النظري للضغوط. وهناك ضغط مرتفع قطبي على القارة القطبية

الجنوبية، وهذا كذلك يتلاءم مع التوزيع النظري للضغوط. يلاحظ أن توزيع الضغوط على النصف الجنوبي يتطابق تقريباً مع التوزيع النظري للضغوط. والسبب يعود إلى قلة اليابس في النصف الجنوبي وكثرة الماء مما يجعل توزيع الضغوط قريباً من التوزيع النظري. فالماء المتجانس لا يسخن كثيراً في الصيف ولا يبرد كثيراً في الشتاء لذلك لا تتحرك انطقة الضغط بشكل كبير بين الصيف والشتاء.

إن الشذوذ الوحيد في توزيع ضغوط النصف الجنوبي عن التوزيع النظري هو في كون اليابس، استراليا وأقصى جنوب أفريقيا وأقصى جنوب أمريكا الجنوبية تقطع استمرارية الضغط العالي شبه المداري. لذلك يظهر الضغط العالي شبه المداري في النصف الجنوبي على شكل خلايا منفصلة وليست متصلة.

في حين إن وجود الماء وعدم وجود اليابس في العروض شبه القطبية يسمح للضغط الخفيف شبه القطبي أن يكون متصلاً. لان الماء متجانس مما يسمح للضغط بالاستمرارية وعدم التذبذب. إن التوزيع السنوي للضغوط يبين التكرار الأعلى للضغط المعني في سيطرته على المنطقة ولا يعني إن هذه المنطقة تتمتع بهذا الضغط طول العام. فباستثناء الضغط الخفيف الاستوائي والضغط العالي القطبي ولكونهما حراريا المنشأ، فان الضغوط الأخرى متحركة في طبيعتها وتتحرك شمال وجنوب موقعها حسب الفصول المختلفة للسنة. ولتوضيح صورة أكثر واقعية لتوزيع الضغوط، فلابد من مناقشة توزيعها الفصلي لنوضح من خلالها حركة الضغوط العامة وأماكن تركزها.



الخريطة ٤-٥ : توزيع المعدل السنوي للضغط الجوي (مليبار)

٤-١-٣-٢ توزيع الضغط الجوي في شهر تموز
The Pressure Distribution in July

يظهر توزيع الضغط الجوي في هذا الشهر (الخريطة ٤-٦) إن جميع خلايا الضغط تتحرك إلى شمال موقعها السنوي. إن عمودية الشمس في هذا الشهر فوق النصف الشمالي تسحب معها انطقة الضغط إلى شمال موقعها. كما إن اختلاف التسخين بين اليابس والماء يؤدي إلى أن تكون خلايا الضغط عبارة عن خلايا منفصلة وليست متصلة. يظهر الضغط الواطئ فوق اليابس وينقطع فوق الماء، لان اليابس أدفئ من الماء. بينما تظهر خلايا الضغط العالي فوق الماء وتنقطع عن اليابس لبرودة الماء.

يمتد الضغط الواطئ الاستوائي فوق آسيا شمال خط الاستواء، وتصل أقصى إزاحة له إلى الشمال حيث يظهر بين دائرتي عرض ٢٠ – ٤٠° شمالاً ممتداً من الهند إلى الجزيرة العربية. وهذا ما يطلق علية النظام الموسمي، حيث أن سعة اليابس الآسيوي يسخن كثيراً في الصيف مما يصبح مكاناً ملائماً للضغط الواطئ. يظهر في أفريقيا بين دائرتي عرض ١٠ – ٢٠° شمالاً، وفي الأمريكتين يظهر على شكل خليتين متصلتين، الأولى جنوب خط الاستواء فوق البرازيل، والثانية شمال خط الاستواء على شمال المكسيك.

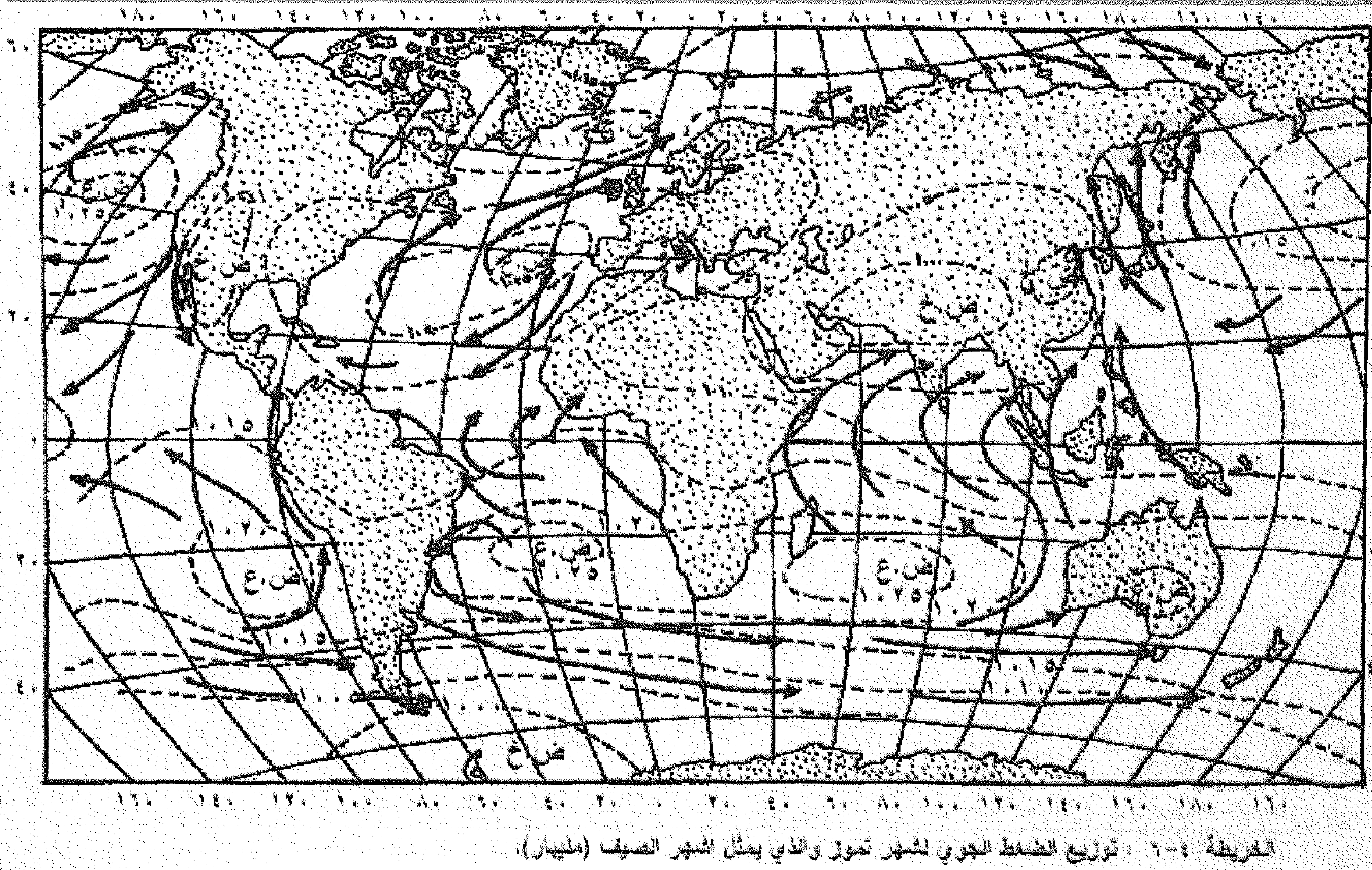
يتحرك نطاق الضغط العالي شبة المداري الازوري في المحيط الهادي الشمالي إلى شمال موقعة السنوي ويقترب من السواحل الغربية لأمريكا الشمالية حيث يظهر شمال دائرة عرض ٤٠° شمالاً. كما يتحرك الضغط العالي شبه المداري البرمودي في المحيط الأطلسي الشمالي إلى شمال موقعه فيظهر جنوب دائرة عرض ٤٠° شمالاً. يقتصر وجود هذه الانطقة على الماء ولا يمتد إلى اليابس إلا بذراع من الضغط العالي البرمودي ليؤثر على البحر المتوسط وشمال أفريقيا. لهذا السبب تتحرك كذلك انطقة الضغط الخفيف شبه القطبي

إلى شمال مواقعها، فيظهر الضغط الخفيف شبه القطبي الأيسلندي في شمال المحيط الأطلسي شمال دائرة عرض ٦٠° شمالاً. كما يظهر الضغط الخفيف الالوشي في شمال المحيط الهادي إلى الشمال من دائرة عرض ٦٠° شمالاً. تمتد هذه الضغوط في تأثيرها على اليابس المجاور. يتقلص الضغط العالي القطبي ويقتصر ظهوره فوق القطب الشمال فقط لذلك لا يظهر على الخريطة.

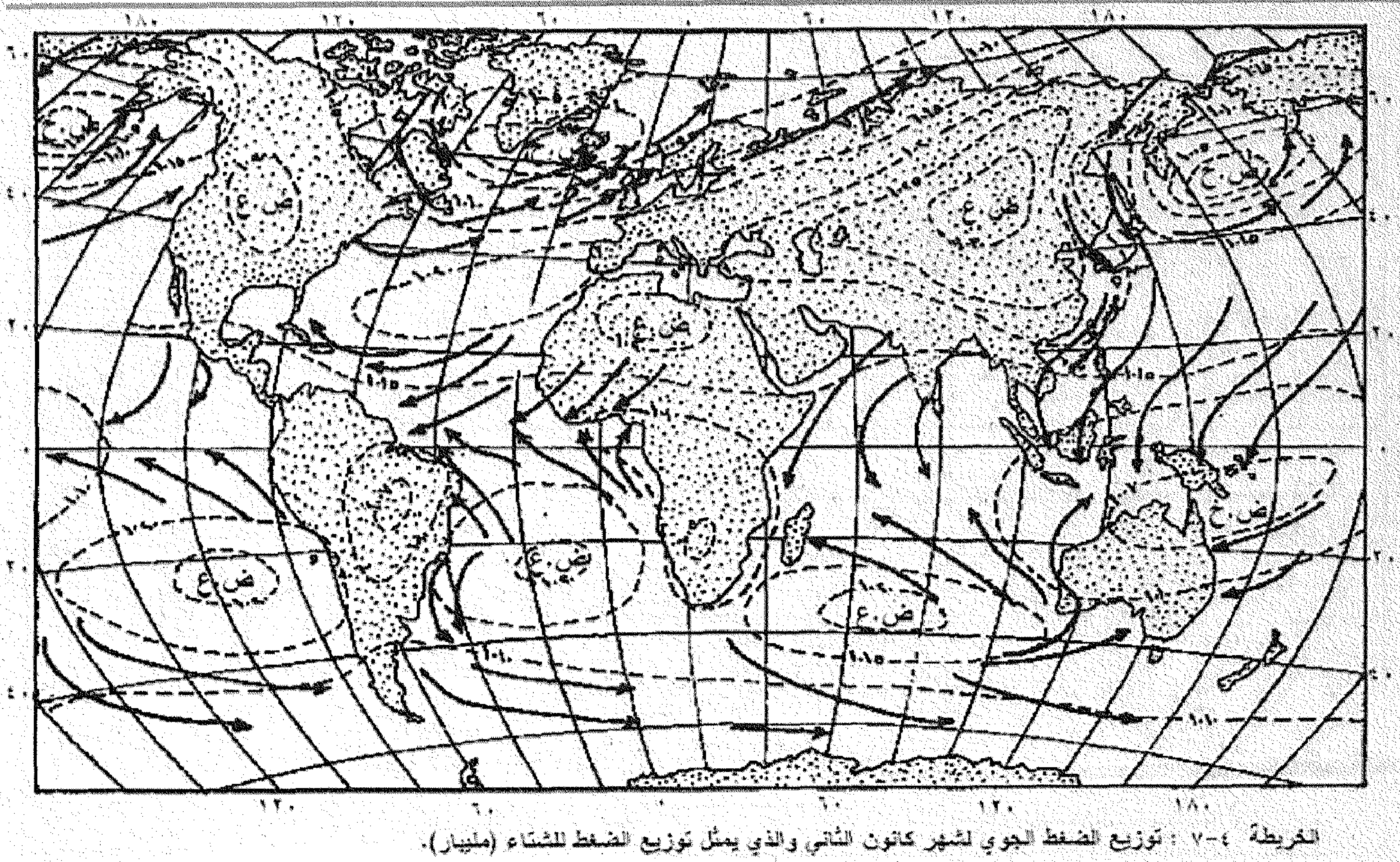
أما في النصف الجنوبي فكذلك تتحرك انطقة الضغط إلى شمال موقعها السنوي. يظهر الضغط العالي شبه المداري على شكل نطاق متصل فوق اليابس والماء بين دائرتي عرض ٢٠ – ٣٠° جنوباً، فيؤثر على جنوب استراليا وأفريقيا وأمريكا الجنوبية. ولا تتحرك انطقة الضغط الواطئ شبه القطبي كثيراً حيث تبقى جنوب دائرة عرض ٤٠° جنوباً، فالماء لا يختلف تسخينه كثيراً في هذه العروض بين الصيف والشتاء. ويتوسع الضغط العالي القطبي الجنوبي فيخرج خارج حدود القارة القطبية الجنوبية.

٤– ١– ٣– ٣ توزيع الضغط الجوي في شهر كانون الثاني
The Pressure Distribution in January

تبين الخريطة (٤–٧) توزيع الضغط الجوي لشهر كانون الثاني، حيث تتحرك معظم انطقة الضغط إلى جنوب مواقعها السنوية. إن عمودية الشمس على النصف الجنوبي في هذا الشهر تسحب معظم انطقة الضغط جنوباً. كما ستظهر في هذا الشهر انطقة الضغط العالي على اليابس في النصف الشمالي وذلك لبرودتها، بينما تظهر انطقة الضغط الخفيف على الماء لسخونته النسبية. سيعمل اليابس في نصف الكرة الجنوبي على تجزئة خلايا الضغط العالي لسخونته، فتبقى هذه الخلايا فوق الماء وتختفي من فوق اليابس.



الخريطة ٤-٦ : توزيع الضغط الجوي لشهر تموز والذي يمثل أشهر الصيف (مليبار).



الخريطة ٤-٧ : توزيع الضغط الجوي لشهر كانون الثاني والذي يمثل توزيع الضغط للشتاء (مليبار).

يختفي الضغط الواطئ فوق اليابسة الآسيوية شمال خط الاستواء والذي كان موجوداً في تموز. تظهر خليتان للضغط العالي فوق اليابسة الباردة، الأولى الضغط العالي السيبيري حيث يحتل معظم شمال أسيا، والثاني الضغط العالي الكندي الذي يمتد من كندا إلى شمال الولايات المتحدة الأمريكية. وهذان المركزان هما عبارة عن توسع الضغط العالي القطبي ونزوله إلى الجنوب لان المحيط المتجمد الشمالي لا يشجع على وجود مركز للضغط العالي لأنه ماء. يظهر مركزان للضغط الخفيف شبه القطبي، الأول شمال المحيط الأطلسي الشمالي وهو الضغط الخفيف الأيسلندي، والثاني شمال المحيط الهادي الشمالي وهو الضغط الخفيف الالوشي. إن هذان المركزان يظهران فوق الماء فقط لدفأه قياساً إلى اليابس. يظهر الضغط العالي البرمودي بين ٣٠ – ٤٠° شمالاً وفوق الماء فقط. يظهر ضغط خفيف ثانوي فوق البحر المتوسط.

إن تحرك الضغط الخفيف الاستوائي إلى جنوب خط الاستواء يكون فقط في منطقة المحيط الهندي حيث يظهر مركز ضغط خفيف شمال استراليا، بينما يبقى شمال خط الاستواء في كل من المحيط الأطلسي والمحيط الهادي.

في نصف الكرة الجنوبي يظهر مركزان للضغط الخفيف على اليابس المداري، الأول فوق جنوب أفريقيا، والثاني فوق وسط أمريكا الجنوبية. وقد ذكرنا الضغط الخفيف فوق شمال استراليا، والذي هو الموقع الشتوي للضغط الخفيف الموسمي. أما الضغط العالي شبه المداري فلا يتحرك كثيراً عن موقعة في تموز، ولكنة يتقطع ويقتصر وجوده على الماء فقط. فيظهر على المحيط الهندي، والمحيط الأطلسي الجنوبي، والمحيط الهادي الجنوبي. وتبقى المنطقة جنوب دائرة عرض ٤٠° جنوباً موطناً للضغط الخفيف شبه القطبي الذي لا يتحرك عن موقعه السابق إلا قليلاً. يتقلص الضغط العالي القطبي ليبقى فوق القطب الجنوبي فقط.

٤-٢ تعريف الرياح وقياسها Wind Definition &Measurement

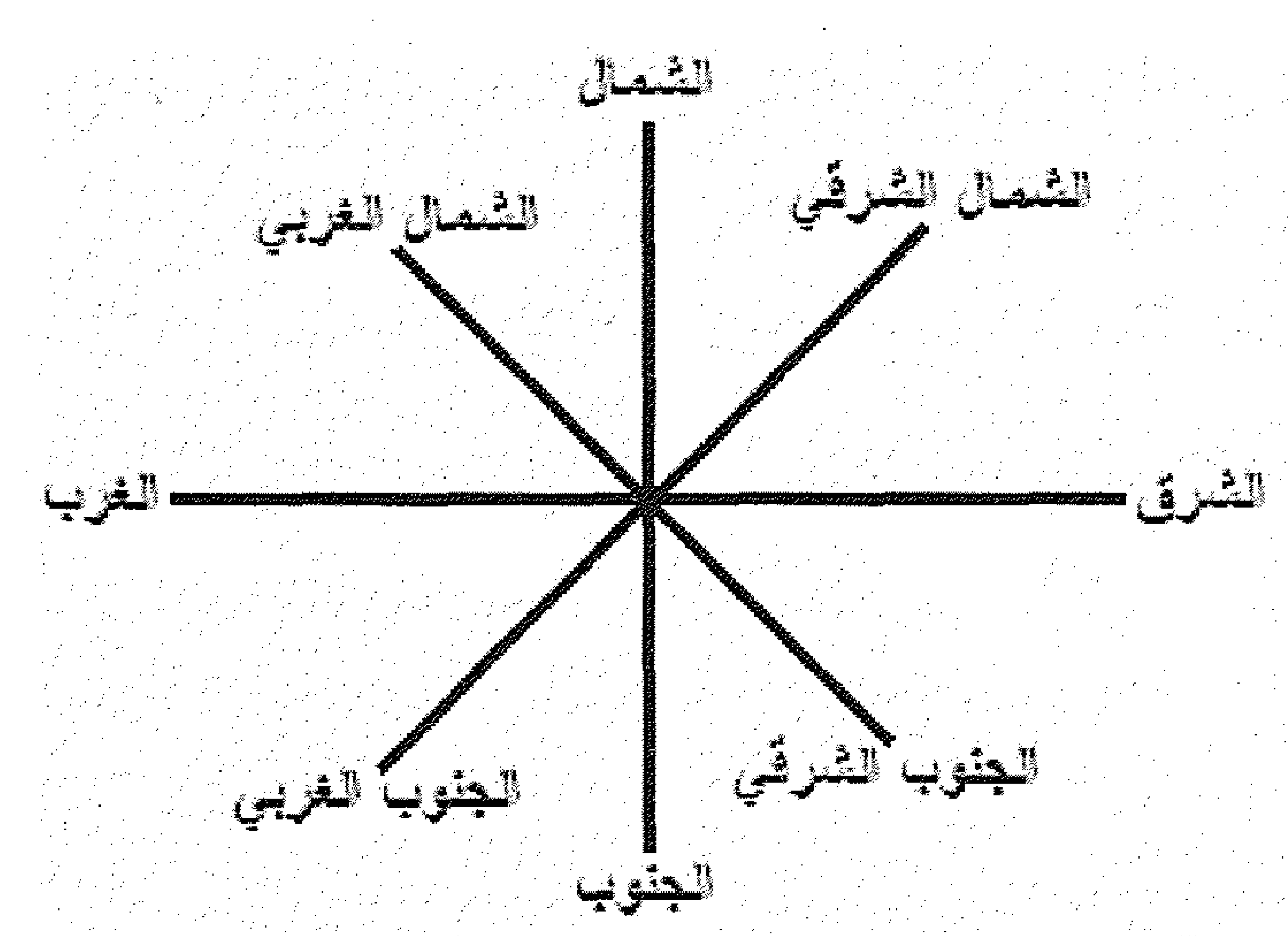
تعرف الرياح على إنها الحركة الأفقية للهواء. لذلك لابد من التفريق بينها وبين التيارات الهوائية التي تعرف على أنها الحركة العمودية للهواء. فالهواء الذي يتحرك من الشمال إلى الجنوب مثلاً أو إلى أي اتجاه يسمى رياحاً. بينما الهواء الصاعد والهابط يسمى تياراً. والرياح تأخذ تسمية اتجاهها من الجهة التي تهب منها وليس من الجهة التي تهب إليها.

فالرياح الشرقية هي الرياح التي تهب من الشرق. والغربية هي التي تهب من الغرب وهكذا. لذلك تسمى الرياح بأسماء الاتجاهات الرئيسية الأربعة, الشرق والغرب والشمال والجنوب. والاتجاهات الثانوية الأربعة, شمال شرق, وشمال غرب, وجنوب شرق, وجنوب غرب كما في الشكل (٤-٨). وتأخذ الرياح العامة تسميات لا تدل على الاتجاه مثل التجارية أو العكسية والقطبية, كما تأخذ الرياح المحلية أسماء محلية كالهبوب والخماسين وغيرها.

ترسم اتجاهات الرياح على الخريطة على شكل متشعب. لذلك تسمى وردة الرياح. وردة الرياح تمثل الاتجاهات السائدة لرياح منطقة معينة. فالرياح الشهرية أو السنوية لمنطقة معينة تأخذ معدلاتها وترسم على شكل متشعب يشير إلى اتجاهات الرياح. الاتجاه السائد عادة يرسم بخط عريض يتناسب مع النسبة المؤوية الذي يشكله ذلك الاتجاه. وترسم بقية الاتجاهات بخطوط اقل عرضاً.

حيث أن عرض الخط كما ذكرنا يمثل النسبة المؤوية لذلك الاتجاه. وتوجد دائرة في الوسط يظهر فيها رقم يمثل النسبة المؤوية لحالات السكون. كما يمكن رسم وردة الرياح بطول الخط حيث تختلف أطوال الخطوط الممثلة للاتجاهات

حسب النسبة المئوية لتكرار ذلك الاتجاه. فإذا كانت الرياح الغربية مثلاً هي السائدة فيكون خط الغرب هو الأطول.



الشكل ٤-٨

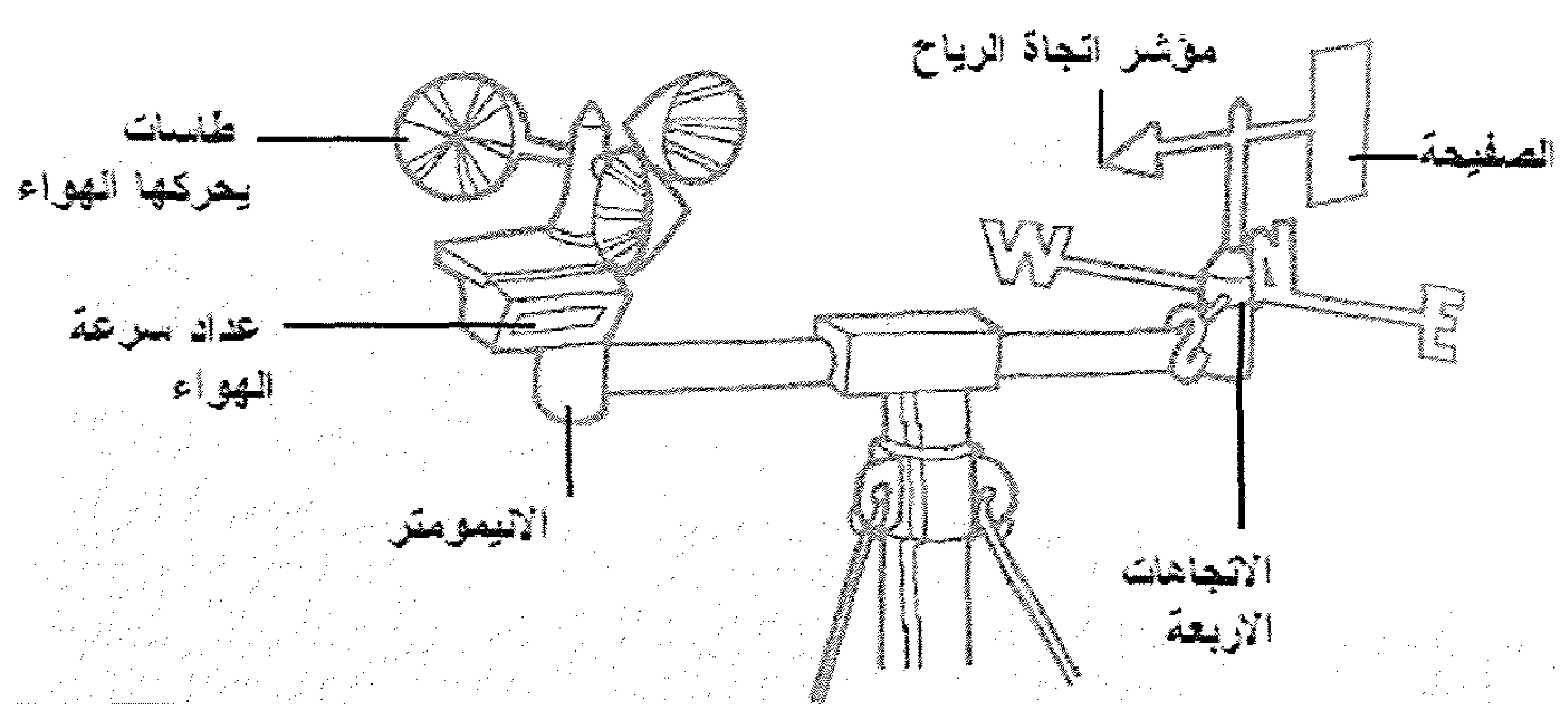
الاتجاهات الرئيسية والثانوية للرياح.

يهتم الجغرافي كذلك بسرعة الرياح. وسرعة الرياح أما تلاحظ في حالة عدم وجود جهاز لقياس سرعتها, أو تقاس بجهاز خاص يسمى انيمومتر. تقدير سرعة الرياح عن طريق الملاحظة يتم عن طريق ملاحظة تحريك الرياح للأشياء. وقد وضع بوفرت Beaufort جدولاً يقدر فيه سرعة الرياح تبعاً لتحريكها الأشياء (الجدول ٤-٤).

الجدول ٤-٤: جدول بوفرت لتقدير سرعة الرياح.

أرقام بوفرت	وصفها	المظاهر على الأرض	المظاهر على الماء	السرعة ميل/ساعة
٠	هدوء	تصاعد الدخان عمودياً	سطح الماء ناعم	اقل من ١
١	هواء خفيف	يتحرك الدخان أفقياً	تعرجات صغيرة على سطح الماء	١ – ٣
٢	نسيم خفيف	أوراق الشجر تتحرك	الأمواج قصيرة ولكنها واضحة	٤ – ٧
٣	نسيم لطيف	تتحرك أوراق الأشجار والغصينات باستمرار	تكسر في قمة الأمواج	٨ – ١٢
٤	نسيم معتدل	تصاعد الغبار وتتحرك الأوراق السائبة والأغصان الصغيرة	أمواج طويلة ويظهر الزبد الأبيض عليها	١٣ – ١٨
٥	نسيم نشط	الأشجار الصغيرة تتموج	الزبد الأبيض يجلل رؤوس جميع الأمواج	١٩–٢٤
٦	نسيم قوي	الفروع الكبيرة في الأشجار تتحرك. يسمع صفير الهواء. تحمل المظلة بصعوبة	أمواج أطول تتشكل. قمم الأمواج أكثر كثافة	٢٥–٣١
٧	رياح معتدلة	كل الشجرة تتحرك. صعوبة السير	زبد الأمواج يتطاير بشكل مستمر	٣٢–٣٨
٨	رياح نشطة	الغصينات تتكسر من الأشجار	كما في السابق	٣٩–٤٦
٩	رياح قوية	أضرار بسيطة للأسطح والمنازل	كما في السابق	٤٧–٥٤
١٠	رياح قوية جدا	تقلع الأشجار من جذورها	أمواج مرتفعة وقطع كبيرة من الزبد	٥٥–٦٣
١١	عاصفة	أضرار واسعة على نطاق كبير	تختفي السفينة في أخدود الموجة	٦٤–٧٣
١٢	إعصار	تخريب ودمار		أكثر من ٧٤

تقاس سرعة الرياح بجهاز يسمى الانيمومتر Anemometer, ويتكون من عمود يحمل طاسات ثلاثة أو أربعة. عندما يتحرك الهواء فانه يحرك هذه الطاسات. وهناك عداد يشبه عداد سرعة السيارة في الأسفل يسجل سرعة الرياح (الشكل ٤-٩). تزداد سرعة الطاسات كلما زادت سرعة الهواء. يمكن حساب سرعة الرياح بالمتر/ثانية أو بالكيلومتر/ساعة. ويمكن قياس سرعة الرياح على ارتفاعات مختلفة تبدأ من نصف متر إلى ١٠ أمتار. يلحق عادة بالجهاز جهاز أخر يحدد اتجاه الرياح يتكون من عمود حديدي أفقي في احد طرفية معدن ثقيل صغير الحجم على شكل سهم ومن الطرف الأخر صفيحة معدنية عريضة تتحرك مع اتجاه الرياح.



الشكل ٤-٩

جهاز الانيمومتر لقياس سرعة الرياح وجهاز تحديد اتجاه الرياح.

٤-٢-١ القوى المؤثرة على الرياح Powers Affecting Winds

تتحرك الرياح استجابة لتوزيع الضغط الجوي. وعندما تتحرك الرياح فان قوى عديدة أثرت وتؤثر عليها لتعطيها في النهاية سرعتها واتجاهها النهائيتان. لذلك لابد من مناقشة القوى المؤثرة على حركة الرياح وهي:

١- قوة منحدر الضغط **Pressure Gradient**: كقاعدة تتحرك الرياح من مراكز الضغط العالي إلى مراكز الضغط الواطئ. فالضغط الواطئ ونتيجة لوجود تيار هوائي صاعد مرافق له فلابد من حركة هواء إليه لتعوض عن الهواء الصاعد داخل الضغط المنخفض. كما أن الضغط العالي الذي يرافقه تيار هوائي هابط لابد أن تخرج منه الرياح لتفسح المجال أمام الهواء الهابط ليستمر بالهبوط. لذلك دائماً تخرج الرياح من الضغط العالي وتدخل الرياح إلى الضغط الواطئ. لذلك أينما يكون هناك مركزان متضادان للضغط متجاوران ستتحرك بينهما الرياح. وتكون الرياح سريعة الحركة عندما تتقارب مراكز الضغط المتضادة، وتكون الرياح بطيئة السرعة إذا تباعدت مراكز الضغط. لذلك يعتبر التباين الضغطي أساساً لحركة الهواء وسرعته. ويبدأ عمل القوى الأخرى بعد أن يبدأ الهواء بالحركة نتيجة منحدر الضغط.

٢- قوة الانحراف **Coriolis Force**: أو قوة كوريولس والتي تعمل على حرف الهواء. حيث ينحرف الهواء إلى يمين اتجاهه في نصف الكرة الشمالي والى يسار اتجاهه في نصف الكرة الجنوبي. لان الأرض جسم متحرك يدور حول نفسه، فان أيه حركة للهواء لا تصل إلى هدفها بشكل مستقيم وإنما يجب أن تنحرف عن الخط المستقيم. والسبب في ذلك يعود إلى أن سرعة الأرض في دوائر العرض المختلفة متباينة (الجدول ٤-٥). فالمعروف أن سرعة الأرض حسب العروض ليست واحدة، فالهواء الخارج من عروض الخيل مثلاً إلى خط الاستواء سيحمل سرعة هذه العروض التي هي ١٤٥١ كم/ساعة. فإذا اتجه إلى خط الاستواء فانه سيتجه من منطقة بطيئة إلى منطقة سريعة، حيث أن سرعة الأرض عند خط الاستواء هي ١٦٧٥ كم/ساعة.

الجدول ٤-٥: سرعة الأرض في دوائر العرض المختلفة بالكيلومتر.

دائرة العرض	كيلومتر بالساعة
٩٠	٠
٨٠	٢٩١,٧
٧٠	٥٧٤,٤
٦٠	٨٣٩,٣
٥٠	١٠٧٨,٤
٤٠	١٢٨٤,٣
٣٠	١٤٥١,٢
٢٠	١٥٧٤,٠
١٠	١٦٤٩,١
٠	١٦٧٥,٩

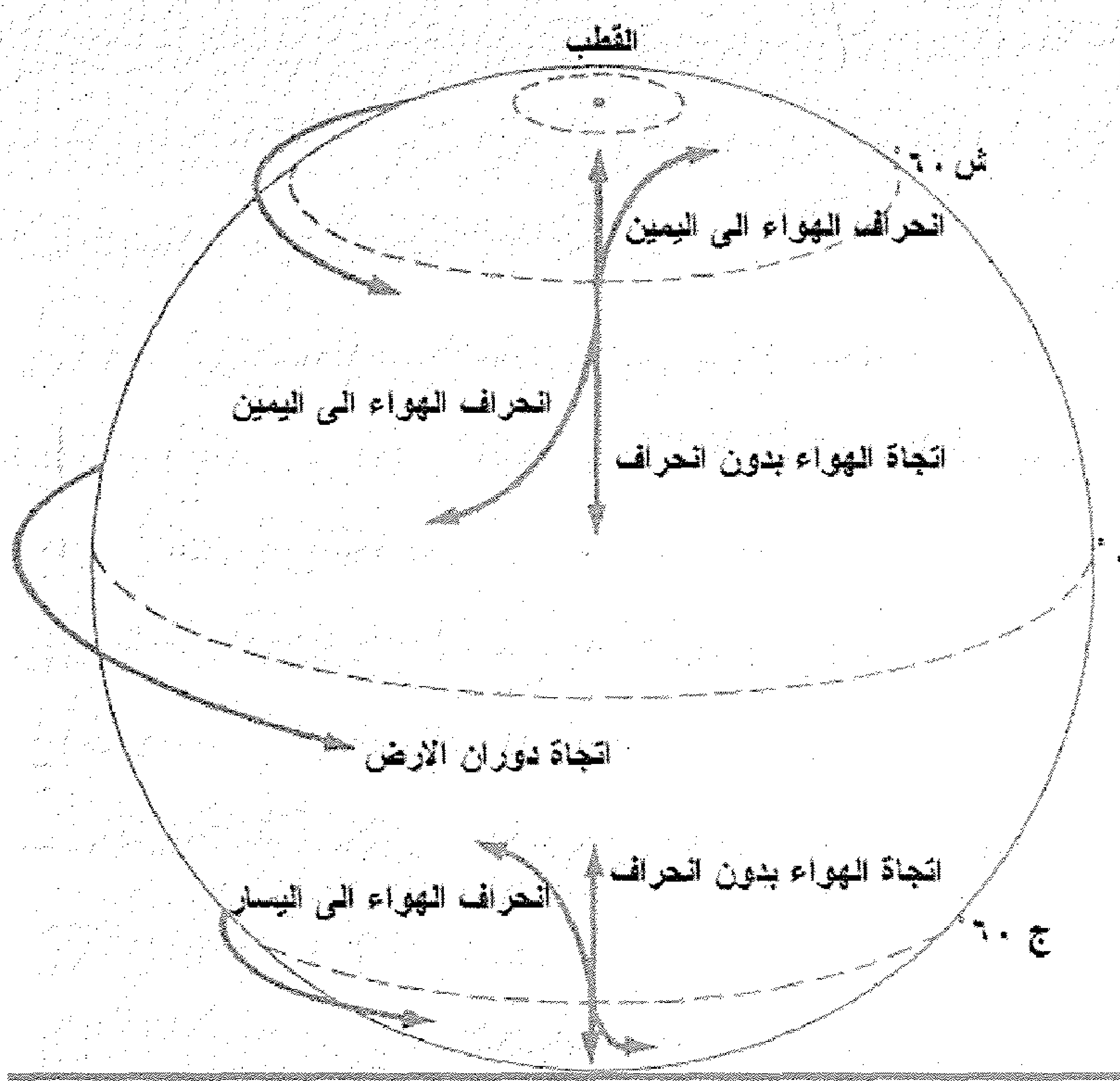
وبذلك سيصل الهواء إلى خلف نقطة الخط المستقيم. وهذا انحراف إلى اليمين في نصف الكرة الشمالي والى اليسار في نصف الكرة الجنوبي (الشكل ٤-١٠). أما إذا اتجه الهواء إلى الدائرة القطبية فانه سيتحرك من منطقة سريعة إلى منطقة بطيئة. حيث إن سرعة الدائرة القطبية أكثر من ٥٧٤ كم/ساعة. وبذلك سيسبق الهواء نقطة الخط المستقيم. وهذا انحراف إلى اليمين في نصف الكرة الشمالي والى اليسار في نصف الكرة الجنوبي (الشكل ٤-١٠).

فإذا ما وجد مركزان للضغط احديهما عالي والأخر واطئ فان الهواء المتحرك من الضغط العالي إلى الضغط الواطئ لا يسير بخط مستقيم وإنما سينحرف إلى يمين اتجاهه في نصف الكرة الشمالي والى يسار اتجاهه في نصف الكرة الجنوبي فيدخل الضغط الواطئ بشكل منحرف. لذلك ستبدو جميع اتجاهات الرياح منحرفة عن الخط المستقيم.

٣- قوة الاحتكاك Fraction Force: إن احتكاك الهواء بسطح الأرض الخشن أثناء هبوبه يؤدي إلى تقليل سرعته ومن ثم إلى تقليل انحرافه. فبدلاً من أن يسلك الهواء اتجاه محصلة بين قوة منحدر الضغط وقوة الانحراف، حيث إن الهواء إذا تجاذبته قوتين فانه سيسلك اتجاه المحصلة بينهما. أي إذا كانت قوة تجذب الهواء شمالاً وقوة أخرى تجذبه جنوباً فان اتجاه الهواء سيكون شرقاً أو غرباً. فان الهواء وبسبب الاحتكاك الذي سيعمل مع قوة منحدر الضغط والذي سيعدل من شدة الانحراف سيتجه إلى الشمال الشرقي أو الجنوب الشرقي بدلاً من الشرق أو إلى الشمال الغربي أو الجنوب الغربي بدلاً من الغرب. أي إن الهواء سينحرف على سطح الأرض بزاوية ٤٥° بدلاً من ٩٠°.

إن هذه القوى مجتمعة تؤدي إلى إعطاء الصورة النهائية لاتجاهات الرياح وسرعتها. فبسبب قوة منحدر الضغط ستتحرك الرياح من الضغط العالي في عروض الخيل إلى الضغط الواطئ في خط الاستواء في نصفي الكرة، وبسبب الانحراف والاحتكاك ستكون الرياح شمالية شرقية في نصف الكرة الشمالي وجنوبية شرقية في نصف الكرة الجنوبي.

وبسبب منحدر الضغط ستتحرك الرياح من الضغط العالي في عروض الخيل إلى الضغط الواطئ على الدائرتين القطبيتين في نصفي الكرة، وبسبب الانحراف والاحتكاك ستكون الرياح جنوبية غربية في نصف الكرة الشمالي وشمالية غربية في نصف الكرة الجنوبي.



الشكل ٤-١٠

كيفية انحراف الهواء على شكل دوار.

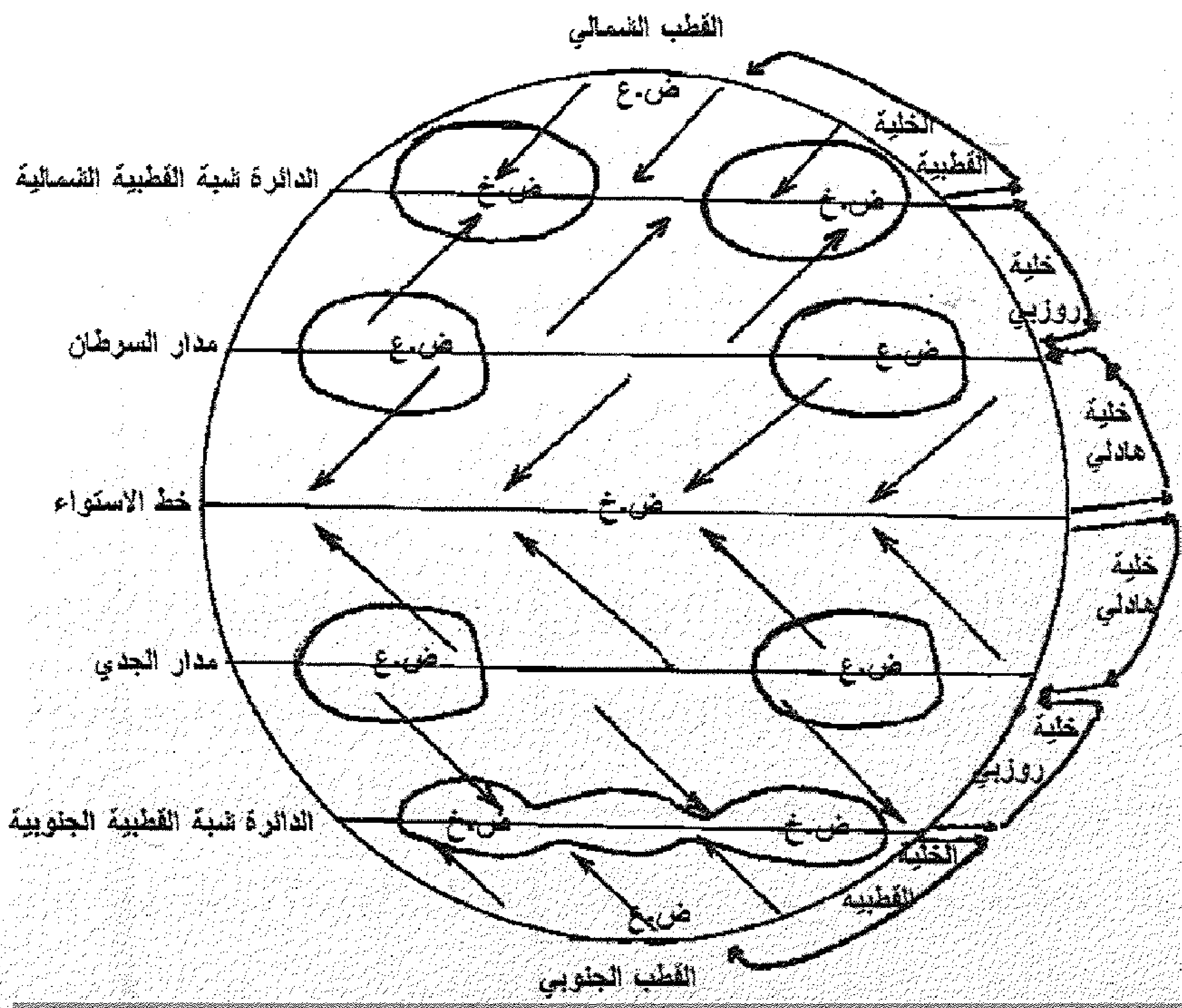
٤-٢-٢ الدورة العامة للرياح والرياح العامة

General Atmospheric Circulation and General Wind

الدورة العامة للغلاف الغازي هي نتاج التباين في توزيع الإشعاع الشمسي الغير متساوي على سطح الأرض. فالتسخين الشديد على خط الاستواء يؤدي إلى تمدد الهواء فوق خط الاستواء مما يخلق منطقة ضغط منخفض دائم. الهواء المتصاعد فوق خط الاستواء ونتيجة عدم قدرته على اختراق حاجز التروبوبوز فانه يتجه في الأعلى باتجاه القطبين. ونتيجةً عملية التبريد الإشعاعي التي يتعرض لها الهواء فانه يهبط على القطبين مكوناً منطقة ضغط عالي دائم. جاءت هذه النظرية على يد هادلي Hadley قبل قرنين من الزمن. ولكن توفر معلومات

كثيرة خلال الفترة الماضية دعت فيرل Firel ومن بعدة روزبي Rossby إلى وضع نموذج معدل للدورة العامة. وبذلك أصبحت دورة هادلي مقتصرة على توزيع الضغط وحركة الهواء بين خط الاستواء والمدارين، ذلك لان التعديل قد ادخل خلايا جديدة على الدورة العامة للرياح.

النظرية الجديدة للدورة العامة للرياح أضافت خلية للعروض الوسطى وخلية أخرى قطبية. وبذلك تتكون الدورة العامة للرياح من ثلاثة خلايا (الشكل ٤-١١). وقبل الدخول في تفاصيل الشكل ولماذا أصبح كما هو عليه، لابد من التذكير بان هذا الشكل هو افتراضي لأنه يشترط أن تكون الأرض كلها ماء أو يابس، مما يجعل بعض أجزاء الشكل لا تعبر عن الواقع. ولكن للشكل فوائد تعليمية فهو يسهل عملية تصور الدورة العامة، كما انه يتطابق مع الواقع في بعض المواقع.



الشكل ٤-١١

الدورة العامة للغلاف الغازي مع الخلايا المكونة لها.

الخلية الأولى هي خلية هادلي Hadley Cell، حيث يرتفع الهواء فوق خط الاستواء بسبب التسخين الشديد والتقاء الرياح التجارية من نصفي الكرة مكوناً منطقة اللقاء الاستوائي ITCZ. الهواء المتصاعد فوق خط الاستواء يشطر في الأعلى إلى قسمين عند اصطدامه بالتروبوبوز Tropopause حيث يتجه شطر باتجاه مدار السرطان والأخر باتجاه مدار الجدي. الهواء في الأعلى وبعد أن يقطع مسافة يبدأ بالتبرد إشعاعياً. كما إن قوة الانحراف تبدأ بالتأثير عليه، بالإضافة إلى أن اختلاف السرعة بين الهواء وسرعة الأرض تحته تبدأ بالتزايد مما تدفعه للتباطؤ فيهبط. كما أن هناك هواء في الأعلى يأتي من الدائرتين القطبيتين فيصطدم به. كل هذه العوامل تؤدي إلى هبوط الهواء كمعدل فوق دائرة عرض ٣٠° كمعدل، لتصبح هذه المنطقة (عروض الخيل) منطقة ضغط عالي دائم. فالهواء الهابط من الأعلى فوق المنطقة يكون حاراً جافاً. وعند اصطدامه بالسطح فان قسم منه يتجه سطحياً باتجاه خط الاستواء ليكون الرياح التجارية Trade Wind الشمالية الشرقية في نصف الكرة الشمالي والجنوبية الشرقية في نصف الكرة الجنوبي. تتكون هذه الخلية إذا من رياح سطحية هي الرياح التجارية، ورياح عليا، وتيار هوائي صاعد فوق خط الاستواء، وتيار هوائي هابط فوق عروض الخيل (الشكل ٤-١١). وتعتبر هذه الخلية من اكثر الخلايا استقراراً في حجمها واتجاه هبوب الرياح فيها. يظهر في الحد الفاصل بين هذه الخلية وخلية روزبي وفي تقطع التروبوبوز التيار شبه المداري النفاث.

الخلية الثانية هي خلية فيرل أو روزبي Rossby Cell، وتتكون من الهواء الهابط فوق عروض الخيل (دائرة عرض ٣٠°). هذا الهواء في الأعلى يأتي من الهواء المتصاعد فوق خط الاستواء والهواء المتصاعد فوق الدائرتين القطبيتين. وكما ذكرنا في خلية هادلي فان هبوط الهواء فوق المنطقة سيؤدي إلى تكوين ضغط عالي شبه مداري دائم. تخرج من الضغط العالي الدائم شبه المداري

ريـاح بكـل الاتجاهـات. فالريـاح الـتي تتجـه إلى خـط الاسـتواء تكـون الريـاح التجارية، وهـي ضمن خلية هـادلي. أما الشق الثاني والذي يكون ضمن خلية روزبي فهـي الرياح الغربية Westerly Wind (العكسية) وتخـرج من الضغط العالي شبه المداري باتجاه الدائرة القطبية. إن اصطدام الرياح الغربية بالرياح القادمـة مـن القطب يـؤدي إلى تكـوين الجبهـة القطبيـة الـتي يتسلق فيهـا الهـواء المـداري الـدافئ فـوق الهـواء القطـبي البـارد ليكـون منطقـة ضـغط خفيـف فـوق الـدائرتين القطبيـتين الـشمالية والجنوبيـة. هـذا الهـواء المتـصاعد فـوق الـدائرتين ينـشطر في الأعلـى فيتجـه قـسم منـه إلى المـدارين، وهـذا جـزء مـن خليـة روزبـي، والقسم الأخر يتجه إلى القطبين ليكون جزءاً من الخلية القطبية. مكونات هـذه الخليـة إذا هـي الريـاح الغربية علـى الـسطح، والريـاح في الأعلـى، وتيـار هـوائي هابط فوق المدارين، وتيار هوائي صاعد فوق الـدائرتين. هـذه الخلية مـن الخلايـا غير المستقرة في الحجم واتجاه الريـاح. حيث إن انظمـه الـضغط فيهـا متحركـة، كمـا أن رياحهـا غـير مـستقرة علـى اتجـاه واحـد. يظهـر بـين حـدود هـذه الخليـة والخلية القطبية وعند انقطاع التروبوبوز في الأعلى التيار القطبي النفاث.

الخلية القطبية Polar Cell وهـي ثالث الخلايـا. تتكون من هـواء هـابط فـوق القطبين قادم من الدائرتين، وهو الهواء المداري المتصاعد عند اصطدامه بالريـاح القطبيـة. التيـار الهـابط فـوق القطبين يكـون ضـغط عـالي، والحقيقـة إن الـضغط العالي يتشكل في المنطقة بسبب التبريـد الـشديد للـهواء طول العـام. تخـرج مـن الـضغط العـالي القطبي ريـاح قطبيـة Polar Wind شماليـة شـرقية في نـصف الكرة الشمالي، وجنوبية شرقية في نصف الكرة الجنوبي. اصطدام هـذه الريـاح بالريـاح الغربيـة القادمـة مـن المـدارين يكـون الجبهـة القطبيـة Polar Front فـوق الـدائرتين حيـث يرتفـع الهـواء المـداري الحـار إلى الأعلـى مكونـاً منطقـة ضـغط منخفض على السطح لتصبح منطقة منخفضات جوية ومرتفعات جوية متحركة. الخلية القطبية إذا هي خلية تخرج منها رياح سطحية شـرقية Easterly Wind

باتجاه الدائرتين، وتيار هوائي صاعد فوق الدائرتين، ورياح في الأعلى، وتيار هوائي هابط فوق القطبين.

يمكن إجمال الخلايا التي تتكون منها الدورة العامة إلى الآتي:

١- خلية هادلي **Hadley Cell**: وتتكون من التقاء الرياح التجارية قرب خط الاستواء وارتفاعها إلى الأعلى وانقسامها إلى قسمين عند مستوى التروبوبوز ثم هبوطها فوق دائرتي عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً كمعدل. من أكثر الخلايا استقراراً وذلك لان تحرك انطقة الضغط فيها محدود.

٢- خلية روزبي **Rossby Cell**: وتتكون من التقاء الرياح الغربية بالرياح القطبية فوق دائرتي عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً وارتفاعها إلى الأعلى لتنقسم إلى قسمين، قسم يتجه إلى دائرة عرض ٣٠° ليتحد مع رياح خلية هادلي ويهبط فوق هذه الدائرة، والأخر يتجه إلى القطب ليهبط فوقه. تتقلص هذه الخلية شتاءاً لتقلص نطاق الرياح الغربية، وتتوسع صيفاً لتوسع نطاق الرياح الغربية. الرياح في الأعلى في هذه الخلية تتحرك على شكل أمواج، يحدها من الشمال التيار النفاث القطبي Polar Jet Stream، ومن الجنوب التيار النفاث شبه المداري Subtropical Jet Stream.

٣- الخلية القطبية **Polar Cell**: وتتكون من فرع الهواء المتصاعد فوق دائرة عرض ٦٠°، ويتجه هذا الفرع إلى القطبين ليهبط فوقاهما نتيجة برودته مكوناً ضغطاً عالياً فوق القطبين تخرج منه رياح قطبية باتجاه دائرتي عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً. تشبه خلية روزبي في تغيير حجمها وتعاكسها في الوقت. تتوسع الخلية القطبية شتاءاً، وتتقلص هذه الخلية صيفاً.

هذا التصور المثالي للدورة العامة يشترط أن تكون الأرض إما كلها يابس أو كلها ماء. كما تدخل عليه تحويرات فصلية. فجميع انطقة الضغط تتحرك إلى

شمال مواقعها في تموز والى جنوب مواقعها في كانون الثاني. إذاً تتحرك مراكز الضغط مع حركة الشمس الظاهرية. وبذلك تتكون لدينا مناطق متباينة الضغط خلال الفصول. وهناك مناطق ثابتة الضغط طول العام. إن هذا التباين في توزيع الضغوط والرياح ومناطق التقاء وتفرق الهواء اوجد مناخات مختلفة وتأثيرات متباينة. فالضغط العالي يؤدي إلى ارتفاع الحرارة وقلة الأمطار وسكون الهواء. أما الضغط الواطئ فيؤدي إلى انخفاض الحرارة وكذلك إلى زيادة الأمطار المتساقطة والى تباين في اتجاهات الرياح وسرعتها.

الرياح العامة General Wind

تقسم الرياح إلى نوعين. رياح عامة ورياح محلية. والرياح العامة تسمى كذلك لأنها تغطي منطقة واسعة من دوائر العرض. كما إنها تهب بين انطقة الضغط الرئيسية. ويكون اتجاه هبوبها مستقر. وتهب طول العام تقريباً.

إن الدورة العامة للرياح كما يعبر عنها الشكل (٤-١١) تبدأ من خط الاستواء حيث تلتقي الرياح التجارية الهابة من نصفي الكرة. ونتيجة التسخين الشديد. يتصاعد الهواء إلى الأعلى كما يظهر على جانب صورة الكرة الأرضية. عندما يصطدم الهواء المتصاعد بحاجز التروبوبوز فلعدم استطاعته اختراق هذا الحاجز فانه ينقسم إلى قسمين. قسم يتجه شمالاً والأخر جنوباً. وبعد أن يقطع مسافة كبيرة تصبح سرعة الرياح في الأعلى أسرع من سرعة الأرض تحتها فيضطر الهواء إلى تخفيف سرعته عن طريق الهبوط فوق دائرة عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً. وبذلك تتكون خلية هادلي حيث تهب الرياح بعد هبوطها على شكل رياح شمالية شرقية (تجارية) في نصف الكرة الشمالي. وجنوبية شرقية (تجارية) في نصف الكرة الجنوبي متجهة إلى خط الاستواء حيث تلتقي هناك مكونة منطقة اللقاء دون المدارية ITCZ. الحركة الفصلية لأنطقه الضغط تؤثر على استقرارية هذه الرياح فيكون اللقاء بين الرياح التجارية شمال خط

الاستواء في الصيف وجنوب خط الاستواء في الشتاء الشمالي. باستثناء فوق المحيط الأطلسي والهادي حيث يبقى اللقاء بين الرياح التجارية طول العام شمال خط الاستواء. اكبر منطقة تشذ عن هذه القاعدة هي منطقة المحيط الهندي التي تظهر فيها الرياح الموسمية. ففي الصيف تصبح أسيا مركزاً للضغط الواطئ بينما يصبح المحيط الهندي جنوب خط الاستواء مركزاً للضغط العالي. وبذلك تهب الرياح من المحيط الهندي إلى أسيا وشرق أفريقيا. أما في كانون الثاني فتكون أسيا (سيبريا) مركزاً للضغط العالي بينما المحيط الهندي واستراليا مركزاً للضغط الواطئ. فتهب الرياح من أسيا إلى المحيط الهندي واستراليا. انظر الشكل (٤-١٢).

التيارات الهوائية الهابطة فوق دائرتي عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً تخرج منه الرياح التجارية باتجاه خط الاستواء كما أسلفنا. كما تخرج منها رياح جنوبية غربية في نصف الكرة الشمالي باتجاه الدائرة القطبية الشمالية. ورياح شمالية غربية في نصف الكرة الجنوبي باتجاه الدائرة القطبية الجنوبية. وتسمى الغربيات أو الرياح العكسية. تلتقي الرياح العكسية برياح قادمة من القطبين عند دائرتي عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً مكونة منطقة ضغط واطئ. مما يؤدي إلى ارتفاع الهواء فوق هاتين الدائرتين إلى الأعلى مكوناً تيارات هوائية جبهوية متصاعدة تفترق في الأعلى فيتجه قسم منها إلى المدار والقسم الأخر إلى القطب. ويهبطان فوقاهما. يكون الأول الضغط العالي على المدار والأخر الضغط العالي على القطب. لذلك تتكون الرياح السطحية من:

١- الرياح التجارية **Trade Wind**: الهابة من دائرتي عرض ٣٠° كمعدل باتجاه خط الاستواء. وهي رياح شمالية شرقية في نصف الكرة الشمالي. وجنوبية شرقية في نصف الكرة الجنوبي. وتعتبر من أكثر الرياح العامة استقراراً. حيث إن الضغط الخفيف الاستوائي دائم طول العام ولا يتحرك إلا قليلاً بين الصيف والشتاء. فلذلك يستقر هبوب هذه الرياح من الضغط

العالي شبه المداري إلى الخفيف الاستوائي. أما مصدر هبوبها في النصف الشمالي وهو الضغط العالي شبه المداري فيختلف بين الصيف، حيث يكون من دائرة عرض ٤٠°، والشتاء عندما يكون من دائرة عرض ٢٠°. لا تختلف مناطق هبوبها في النصف الجنوبي بين الصيف والشتاء لان النصف الجنوبي معظمه ماء فلا يتحرك الضغط العالي شبه المداري كثيرا عن موقعة بين الصيف والشتاء. منطقة اللقاء بين الرياح التجارية الشمالية والجنوبية يكون جبهة اللقاء الاستوائي ITCZ، وهي المنطقة الأكثر مطراً على سطح الأرض. كما إنها منطقة هدوء الرياح وتسمى أحيانا منطقة الركود Doldrums. وسميت هذه الرياح بهذا الاسم لان السفن التجارية الشراعية كانت تستفيد منها في حركتها بين القارات.

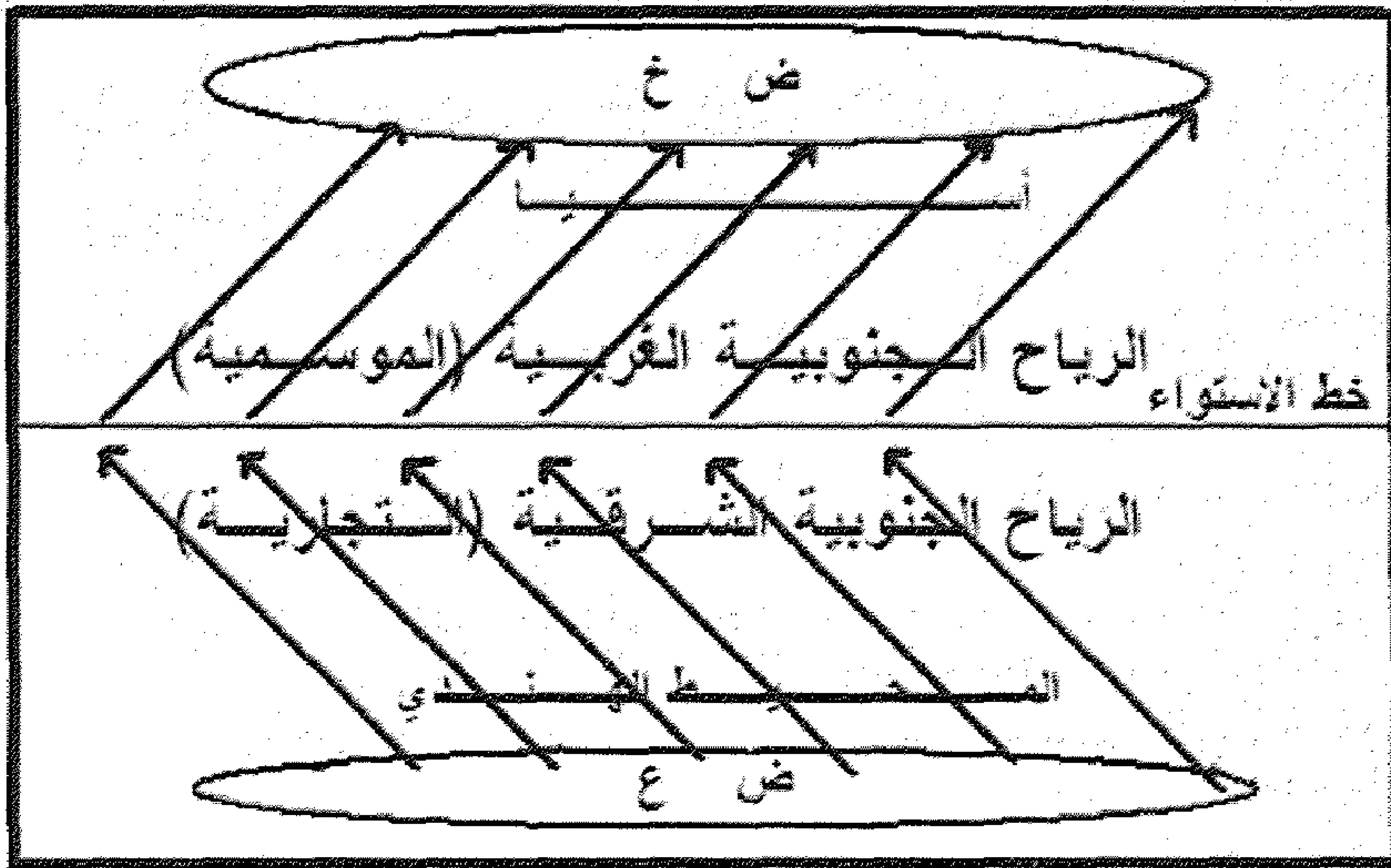
٢- **الرياح الغربية Westerly Wind**: (العكسية) الهابة من دائرتي عرض ٣٠° كمعدل باتجاه الدائرتين القطبيتين. وهي رياح متغيرة غير مستقرة خاصة في النصف الشمالي، وذلك لان موقع الضغط العالي شبه المداري الذي تهب منه يتغير موقعه بين الصيف والشتاء. كما إن الضغط الخفيف شبه القطبي الذي تهب إليه يتغير موقعة كثيراً بين الصيف. حيث يكون موقعه صيفاً دائرة عرض ٧٠° شمالاً. بينما يكون موقعه شتاءاً دائرة عرض ٤٠° شمالاً. لذلك يتقلص نطاق هذه الرياح شتاءاً، بينما يتوسع صيفاً. كما إن اتجاه هذه الرياح يتغير ضمن نطاقها وذلك لوجود المنخفضات الجوية المتحركة في هذا النطاق. تسمى هذه الرياح أحيانا الرياح العكسية لأنها تهب عكس اتجاه الرياح التجارية. منطقة لقاء هذه الرياح بالرياح القطبية يشكل الجبهة القطبية Polar Front. وهذه الجبهات من أربعة أنواع سيأتي ذكرها بالتفصيل في الفصل التاسع. عندما تلتقي هذه الرياح بالرياح القطبية، فلأنها أدفئ منها فإنها تتسلق مرتفعة تاركة الرياح القطبية الباردة على الأرض.

٣- الريـاح القطبيـة Polar Wind: الهابـة مـن القطـبين باتجـاه الـدائرتين القطبيتين. وهي من أكثر الرياح ضحالة حيث لا يزيد سمكها عن الكيلو متر الواحد. رياح متغيرة في اتجاهها ومنطقة سيطرتها. فالضغط العالي القطبي الذي تهب منه يتوسع شتاءاً فتهب الرياح باتجاه الجنوب في نصف الكرة الشمالي لتصل إلى دائرة عرض ٣٠° شمالاً. أما في الصيف فيتقلص الضغط العالي القطبي كثيراً فتلتقي بالرياح الغربية عند دائرة عرض ٧٠° شمالاً. لذلك فان نطاق سيطرتها يكون عكس نطاق سيطرة الرياح الغربية، يتقلص نطاق سيطرتها صيفاً ويتوسع نطاق سيطرتها شتاءاً. اتجاه هبوبها يتغير ضمن المنطقة الواحدة وذلك حسب موقع المنطقة من المنخفض الجوي المار بها.

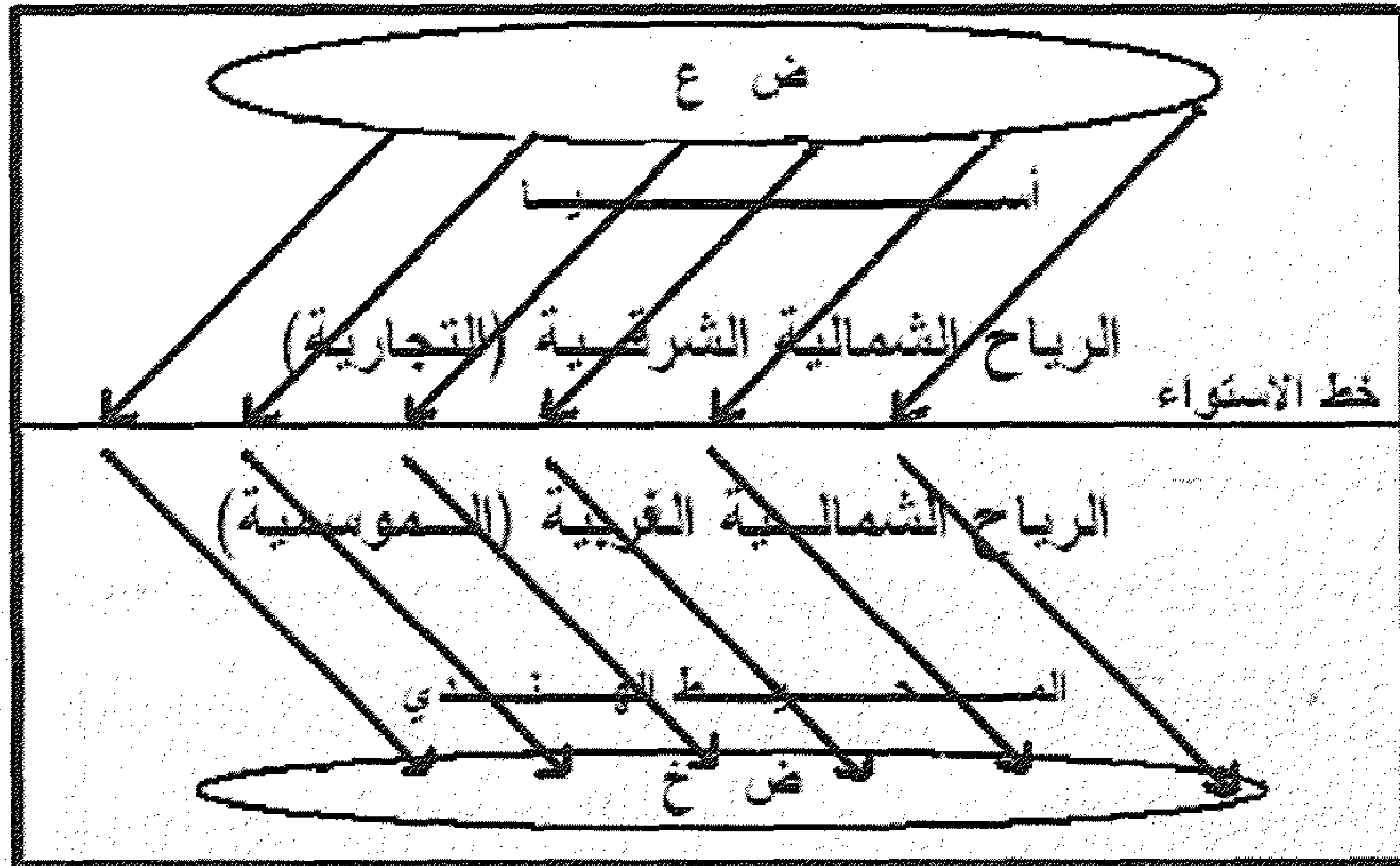
٤-٢-٣ الرياح الموسمية Monsoon Winds

الرياح الموسمية رياح يصنفها البعض ضمن الرياح العامة، باعتبارها توفر شرط التغطية، حيث إنها تغطي منطقة واسعة من الأرض. بينما يعتبرها البعض الأخر ضمن الرياح المحلية على أساس إنها ليست مستمرة طوال العام بل إنها تغير اتجاهها. وعلى كل حال، فان الرياح الموسمية ظاهرة فريدة لا تظهر إلا في بعض المناطق من الأرض، وخصوصاً في حوض المحيط الهندي.

صيفاً



شتاءً



الشكل ٤-١٢

تخطيط مبسط لحركة الرياح الموسمية. صيفاً تهب الرياح من الضغط العالي جنوب خط الاستواء إلى أسيا. شتاءاً تهب الرياح من الضغط العالي شمال خط الاستواء إلى المحيط الهندي.

المناخ الموسمي للهند Indian Monsoon هو المناخ المثالي من وجهة النظر الموسمية. ويعتمد على هبوب الرياح الموسمية التي تهب في الفصل الواحد من اتجاه معاكس للاتجاه الذي تهب منه في الفصل الأخر.لذلك سنعتبره مثال جيد لفهم الرياح الموسمية. فالمعروف إن الرياح الموسمية توجد في حوض المحيط

الهندي، حيث تهب الرياح صيفاً من جنوب خط الاستواء كرياح جنوبية شرقية (رياح تجارية). عند عبورها خط الاستواء ونظراً لتغير قوة كوريولس، فإنها ستنحرف لتصبح جنوبية غربية – موسمية – (الشكل ٤-١٢). هذه الرياح تؤثر على الهند صيفاً حيث يبدأ هبوبها في بداية حزيران، وقد تتقدم أو تتأخر أسبوعين عن موعدها. وتقدمها أو تأخرها يسبب بعض الكوارث خاصة للمحاصيل الزراعية. ويبدو أن تقدم موعدها أو تأخره مرتبط بظهور التيار النفاث الشرقي الذي يبدأ من فوق جنوب شرق أسيا وينتهي عند سواحل أفريقيا الشرقية. إن تقدم هذه الرياح إلى داخل الهند يكون سريعاً، حيث تكتمل سيطرتها على الهند خلال منتصف شهر تموز. بينما يكون تراجعها بطيئاً، فتبدأ بالانسحاب في بداية أيلول ولا تغادر الأراضي الهندية إلا في نهاية تشرين الثاني. كما إن أمطارها في فترة الانسحاب تكون أغزر منها في فترة التقدم.

الرياح الموسمية تبدو أكثر وضوحاً في حوض المحيط الهندي. والسبب في ذلك يعود إلى انغلاق المحيط الهندي من الشمال، مما يؤدي إلى تواجد الماء في الجنوب واليابس الواسع في الشمال. لذلك فان اختلاف التسخين بين الماء واليابس يؤدي إلى هبوب هذه الرياح، أي أن الرياح الموسمية بشكل ما تشبه نسيم البر والبحر ولكن بشكل فصلي. الدراسات الحديثة عن هذه الظاهرة تبين إن السبب في تكون الرياح الموسمية ليس فقط في اختلاف التسخين، وإنما هناك الاضطرابات الطقسية، وموقع التيار النفاث القطبي والتيار النفاث الشرقي، والتي كلها تلعب دوراً في مواعيد تقدم وتأخر هذه الظاهرة. لذلك فالظاهرة ليست بالبساطة التي كنا نتصورها سابقاً. واليكم وصفاً لهذه الرياح.

في الشتاء يبرد اليابس الآسيوي كثيراً مما يكون ضغط عالي فوق سيبريا وهضبة التبت تخرج منة رياح شمالية شرقية (رياح تجارية). بينما يكون الضغط الواطئ على جنوب المحيط الهندي نتيجة التسخين. لذلك فالرياح التجارية في نصف الكرة الشمالي لا تتوقف عن خط الاستواء كما هي في المناطق الأخرى،

وإنما تجتازه للوصول إلى مركز الضغط الواطئ الموجود جنوب خط الاستواء في جنوب المحيط الهندي (الشكل ٤-١٢). الرياح التجارية العابرة خط الاستواء تتحول إلى رياح شمالية غربية بسبب تغير قوة كوريولس، فتسمى بالرياح الموسمية الجنوبية التي تؤثر على شمال استراليا. أما على الهند فان الرياح التجارية هي السائدة ولأنها تهب من اليابس، فإنها جافة لا تسقط أمطاراً.

في فصل الصيف، تتغير الصورة إلى العكس. فنتيجة التسخين واحتماء الهند بجبال الهملايا التي تمنع عنها الرياح الباردة من وسط أسيا، فان مركزاً عميقاً للضغط الواطئ يتشكل في شمال غرب الهند والباكستان وعلى شمال شرق الهند. في حين يظهر ضغط عالي جنوب المحيط الهندي. لذلك تتحرك الرياح من جنوب خط الاستواء على شكل رياح تجارية جنوبية شرقية تتجه إلى الشمال الغربي. وعند عبورها خط الاستواء تتحول إلى رياح جنوبية غربية نتيجة تبدل قوة كوريولس (الشكل ٤-١٢)، لذلك تصل شبه القارة الهندية من الغرب والجنوب الشرقي. هذه هي الرياح الموسمية الصيفية التي تؤثر على الهند والباكستان.

هناك مناطق أخرى من العالم تتأثر بالرياح الموسمية كما في خليج غينيا في غرب أفريقيا. وتتأثر الصين واليابان بالنظام الموسمي الآسيوي ولكن بشكل مختلف عما علية الحال في الهند.

٤-٢-٤ الرياح المحلية Local Winds

تختلف الرياح المحلية عن الرياح العامة في أنها تغطي منطقة ضيقة بينما الرياح العامة تغطي منطقة واسعة جداً. وتهب بين مناطق الضغط ذا التباين الضعيف الذي يتشكل بسبب اختلاف التسخين المحلي بينما الرياح العامة تهب بين مناطق الضغط الرئيسية. كما إن سرعتها خفيفة حيث تكون غالباً على شكل نسيم بينما الرياح العامة اكبر سرعة منها. وتغير اتجاهها بين وقت وأخر

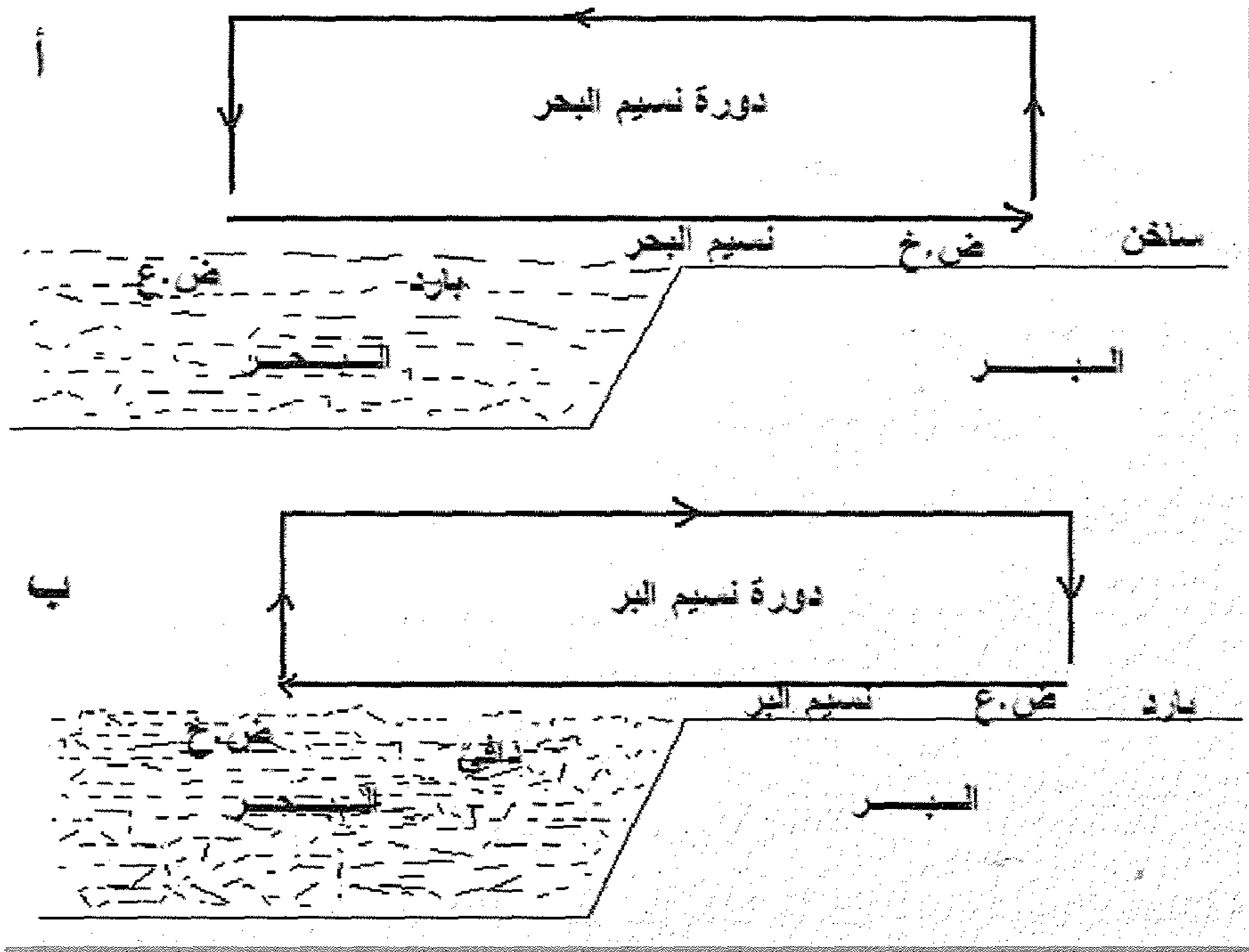
بينما الرياح العامة غالباً تهب باتجاه واحد. وهناك أنواع مختلفة من الرياح المحلية، وتكاد لا تخلو منطقة من العالم من نوع من أنواع الرياح المحلية. ويمكن اعتبار الرياح المحلية عبارة عن إعادة توزيع التسخين في المنطقة الناتج عن اختلاف التسخين بين المناطق نتيجة اختلاف الشكل أو المحتوى. وسنناقش فيما يأتي نماذج من الرياح المحلية:

١- نسيم البر والبحر Land and Sea Breeze

رياح يومية خفيفة السرعة يقتصر وجودها على المناطق الساحلية. سببها اختلاف التسخين بين اليابس والماء. فالمعروف إن الماء يسخن ببطء، بينما اليابس يسخن بسرعة. اختلاف التسخين هذا بين اليابس والماء يؤدي إلى اختلاف ضغطي بسيط لا يتجاوز ٢ مليبار بين اليابس والماء المجاور، ولكنة كافٍ لهبوب رياح من مناطق الضغط العالي إلى مناطق الضغط الخفيف. ولان الاختلاف الضغطي بسيط فتكون سرعة الرياح خفيفة.

بعد شروق الشمس يسخن اليابس بسرعة، بينما يبقى الماء بارداً نسبة إلى اليابس. بمرور الوقت يتعاظم الفرق الحراري بين اليابس والماء، فيتشكل ضغط خفيف فوق اليابس بينما يكون الضغط فوق الماء عالياً نسبياً. تبدأ نتيجة هذا الاختلاف الضغطي البسيط حركة للهواء على شكل نسيم من فوق الماء إلى اليابس المجاور يسمى نسيم البحر. ما أن تصل الرياح إلى اليابس حتى تبدأ تتسخن وبذلك ترتفع إلى الأعلى، ولكنها لا تصل إلا إلى ارتفاع لا يتجاوز ٥٠٠ متر ثم تتحرك أفقيا في الأعلى متجهة إلى الماء. وفوق الماء تهبط لتعوض الهواء الذي خرج من فوق الماء باتجاه اليابس. وبذلك تتشكل دورة هوائية هي دورة نسيم البحر (الشكل ٤-١٣ أ). النسيم الهاب من فوق الماء باتجاه اليابس يكون رطباً ومنعشاً في المناطق المعتدلة، حيث يؤدي إلى تخفيف درجة الحرارة على اليابس المجاور، ولكنه مزعجاً في المناطق الحارة، حيث يؤدي إلى زيادة الرطوبة. لا يتوغل نسيم البحر في اليابس إلا إلى عمق ٧٠ – ٩٠ كم، حيث إن خشونة

اليابس تمنعه من التوغل العميق. قد يساعد هذا النسيم إذا كانت الأجواء ملائمة على ظهور الغيوم في السماء وحتى إلى سقوط المطر. يبدأ هذا النسيم الساعة ١٠ صباحاً على شكل هواء خفيف، وتزداد سرعته حيث يصل إلى أقصى سرعة له الساعة ٢ بعد الظهر، ثم يعود ليخف ويتوقف عن الحركة قبل غروب الشمس.



الشكل ٤-١٣

دورة نسيم البحر (أ)، ودورة نسيم البر (ب).

في المساء يبدأ اليابس يفقد الحرارة بسرعة، بينما الماء مازال محتفظاً بحرارة النهار التي اكتسبها. يتشكل نتيجة ذلك ضغط عالي على اليابسة وضغط خفيف على الماء، فتتحرك الرياح من اليابس إلى الماء ويسمى نسيم البر. عند وصولها فوق الماء تتسخن وترتفع إلى الأعلى، وعند ارتفاع ٥٠٠ متر تتحرك بشكل أفقي مرتدة إلى اليابس حيث تهبط فوق اليابس لتعوض عن الهواء الذي

خرج من فوق اليابس, وبذلك تتشكل دورة هواء بين اليابس والماء تسمى دورة نسيم البر (الشكل ٤-١٣ ب). هذا النسيم قادر أن يتوغل فوق الماء لمسافة ٣٠٠ كم, لان سطح الماء أملس فلا يوجد احتكاك كبير مع سطح الماء. الهواء المتصاعد من فوق سطح الماء والعائد إلى اليابس على شكل تيار هابط يلطف حرارة اليابسة ولا يسمح للحرارة بالهبوط كثيراً في الليل. يبدأ هذا النسيم الساعة ١٠ مساءاً ويشتد الساعة ٢ بعد منتصف الليل, ويتباطأ بعد ذلك ليتوقف قبل شروق الشمس.

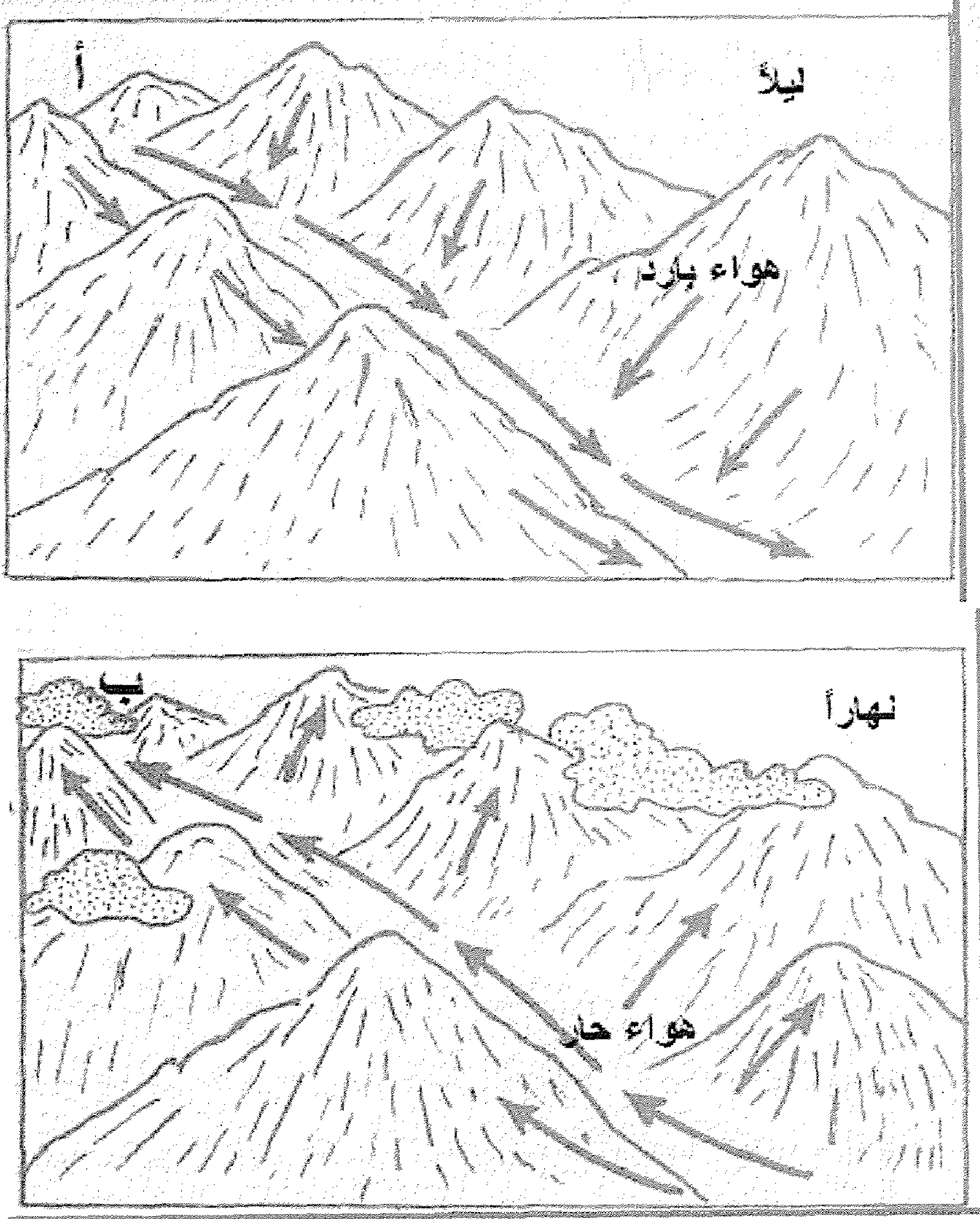
نسيم البر والبحر ظاهرة تكاد تكون يومية, فلا يقطع ظهورها إلا إذا كانت هناك رياح عامة نشطة, حيث إن منحدر الضغط في الرياح العامة يكون اكبر من منحدر ضغط الرياح المحلية فيغطي عليها. فمثلاً إذا كان منحدر ضغط الرياح العامة من اليابس إلى الماء نهاراً فانه يقطع نسيم البحر لذلك اليوم وتستمر الرياح تهب من اليابس إلى الماء. يكون نسيم البر والبحر فوق البحار الكبيرة والمفتوحة والمحيطات أنشط منه فوق البحار المغلقة, وذلك لان التباين الحراري بين اليابس والماء فوق البحار المغلقة اقل من التباين الحراري فوق البحار المفتوحة والكبيرة والمحيطات. فمثلاً نسيم البر والبحر على سواحل البحر المتوسط أنشط واكبر تأثيراً من نسيم البر والبحر فوق البحر الأحمر والخليج العربي.

يستفيد صيادي الأسماك المحليون اللذين يستخدمون المراكب الشراعية من هذه الظاهرة, حيث يخرجون ليلاً مستفيدين من نسيم البر الذي يدفع مراكبهم إلى عرض البحر. ونهاراً يستخدمون نسيم البحر لتعيد مراكبهم إلى اليابسة. كما يستعمل نسيم البر والبحر في توليد الطاقة الكهربائية عن طريق تحريك مراوح خاصة لتوليد الكهرباء باستخدام طاقة الرياح, واضمن رياح مستمرة الهبوب هي نسيم البر والبحر.

٢- نسيم الجبل والوادي Mountain and Valley Breeze

نوع أخر من الرياح المحلية التي تظهر حصراً في المناطق الجبلية. ففي المساء وعندما تختفي الأشعة الشمسية ويبدأ الهواء يفقد الطاقة بالإشعاع, فان الهواء على قمم الجبال يبرد أسرع من الهواء في الوديان. لذلك تتكون طبقة من الهواء البارد تجلل القمم الجبلية. ولان الهواء البارد ثقيل فانه يبدأ بالانسياب على طول السفوح الجبلية إلى الأسفل على شكل نسيم خفيف يشعر به الواقف على سفح الجبل مكوناً ما يسمى نسيم الجبل (الشكل ٤-١٤أ). يبدأ نسيم الجبل الساعة ١٢ ليلاً, ويشتد قبل الشروق وينقطع بعد شروق الشمس. هواء نسيم الجبل يكون باردا فيتكدس في أسفل الوادي مكوناً طبقة من الهواء البارد في الوادي وعلى ارتفاع معين. ولأنه بارد فغالباً ما يظهر الضباب الإشعاعي في الوديان قبل شروق الشمس ويتبدد بعد شروقها. لذلك يصعب زراعة الوديان والقيعان الجبلية بالمزروعات التي لا تقاوم انخفاض الحرارة. في المناطق الباردة والمعتدلة يؤدي نسيم الجبل إلى ظهور الصقيع في الوديان في معظم الليالي.

في النهار وبعد شروق الشمس, تبدأ الأشعة الشمسية بتسخين الهواء في الوديان, مما يؤدي إلى ارتفاع الهواء الساخن إلى الأعلى. فالهواء الساخن اخف من الهواء الأقل سخونة منه لذلك يبدأ بالتصاعد إلى الأعلى. الشخص الواقف على سفح الجبل يمكن أن يشعر بنسيم دافئ يهب من الأسفل ويتجاوزه مرتفعاً, وهذا النسيم هو نسيم الوادي (الشكل ٤-١٤ ب). يبدأ نسيم الوادي الساعة ١٠ صباحاً ويشتد بعد الظهر ويخف قبل غروب الشمس. إن التسخين السريع للهواء في الوادي هو بسبب انغلاق الوادي وتركز الإشعاع الشمسي فيه. هذا النوع من النسيم كما هو حال نسيم البر والبحر لا يظهر في الأيام التي تكون فيها الرياح العامة نشطة. تكون درجة حرارة قمم الجبال أدفئ مما هي علية في الحقيقة بسبب نسيم الوادي.



الشكل ٤- ١٤

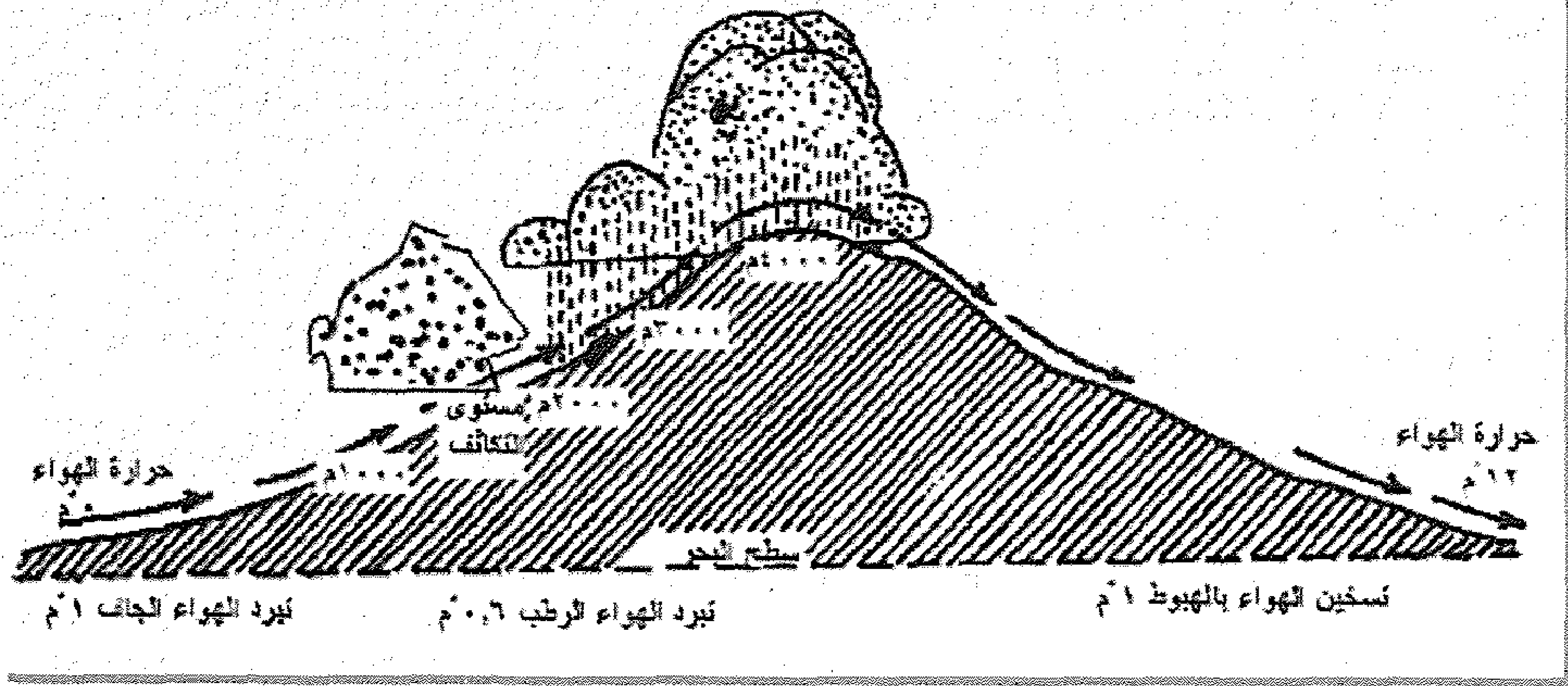
نسيم الجبل (أ) نسيم الوادي (ب).

٣- رياح ألفوهن أو الشنوك Foehn or Chinook Wind

توجد في الجبال رياح محلية أخرى هي ألفوهن أو الشنوك Foehn or Chinook. وحقيقة هذا النوع من الرياح يعتمد على حقيقة إن الرياح تفقد طاقة بالارتفاع بسبب الابتعاد عن مصدر التسخين الذي هو الأرض والتمدد. ولكن فقدان الطاقة هذا يختلف بين الهواء الجاف والهواء الرطب. فالهواء الجاف

يفقد (١°م) كلما ارتفع ١٠٠ متر, بينما يفقد الهواء الرطب ما معدلة (٠,٦°م) كلما ارتفع ١٠٠ متر. إن هذا الاختلاف في فقدان الحرارة بين الهواء الجاف والرطب يعود إلى أن الهواء الرطب عندما يفقد الحرارة فان بخار الماء الموجود فيه يبدأ بالتكاثف, والتكاثف يحرر الطاقة الكامنة في بخار الماء, فتضاف هذه الطاقة المحررة بسبب التكاثف إلى الهواء فتقلل من انخفاض حرارته. بينما الهواء الهابط يكتسب (١°م) لكل ١٠٠ متر هبوط, والهواء الهابط لا يوجد فيه هواء رطب لأنه يهبط جافاً باعتبار إن ارتفاع الحرارة تؤدي إلى رفع قابلية الهواء على حمل بخار الماء مما يجعله جافاً. لذلك فان اختلاف تبريد الهواء على سفح وثبات اكتساب الحرارة على السفح الأخر يرفع من درجة حرارة الهواء الهابط عن درجة حرارة الهواء بالأصل, وقد يكون الفرق أكثر من ٢٠°م.

فإذا افترضنا إن هواء درجة حرارته (٠°م) اضطر لتسلق سلسلة جبلية ارتفاعها ٤٠٠٠ متر, ومستوى التكاثف عند ١٠٠٠ متر. فالهواء المتسلق سيفقد حرارته بمعدل١°م لكل ١٠٠ متر من الألف الأولى, أي دون مستوى التكاثف. أي أن الهواء عندما يصل إلى ارتفاع ١٠٠٠ متر ستكون درجة حرارته -١٠°م. في هذا الارتفاع يكون الهواء قد وصل إلى مستوى التكاثف, أي إن أي رفع جديد للهواء سيؤدي إلى تكاثف بخار الماء الموجود فيه وتبدأ الغيوم بالظهور. عندها يبدأ الهواء بفقدان (٠,٦°م) لكل ١٠٠ متر ارتفاع, لان الهواء سيطلق الحرارة الكامنة في بخار الماء عند التكاثف فتضاف إلى الهواء فتخفف من فقدانه للحرارة. استمرار الهواء بالارتفاع بعد هذه النقطة ستخفض حرارة الهواء ٦°م لكل ١٠٠٠ متر ارتفاع, يعني أن درجة حرارة الهواء في ال١٠٠٠ الثانية ستكون -١٦°م, وعند أل ١٠٠٠ الثالثة ستكون -٢٢°م, وعلى القمة ستكون -٢٨°م (الشكل ٤-١٥). الهواء لحد هذه النقطة سيكون قد فقد ٢٨°م.



الشكل ٤-١٥

كيفية تكون رياح ألفوهن أو الشنوك.

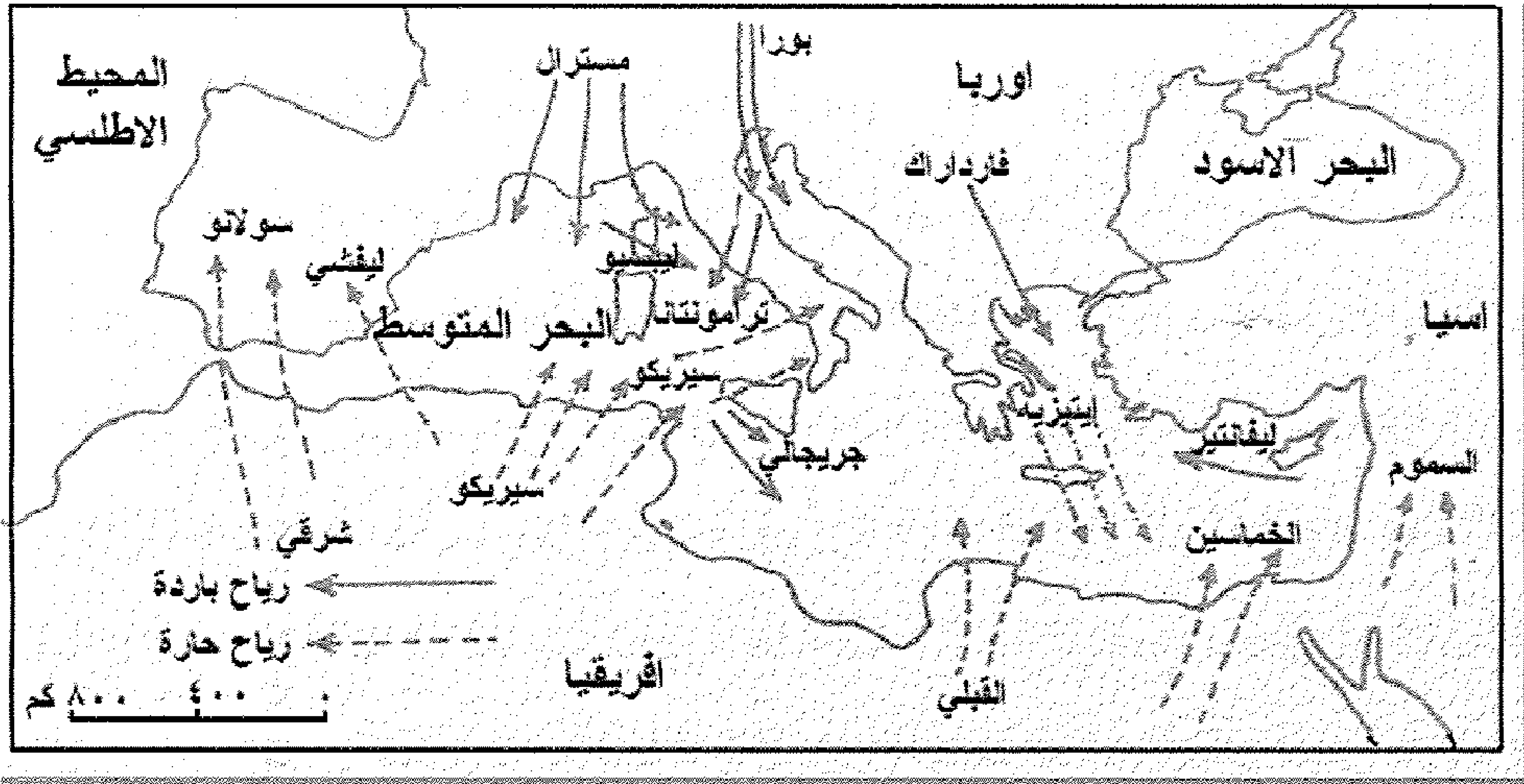
عندما يعبر الهواء القمة ويبدأ بالهبوط على السفح الأخر. فان هبوط الهواء سيرفع من حرارته نتيجة التضاغط. حيث ترتفع حرارة الهواء الهابط (١ ْم) لكل ١٠٠ متر هبوط. لذلك فان هبوط الهواء ١٠٠٠ متر الأولى سيرفع حرارته ١٠ ْم فتصبح -١٨ ْم. وفي الألف الثانية تصبح -٨ ْم. وفي الألف الثالثة تصبح الحرارة ٢ ْم. وعند قاعدة الجبل ستصبح ١٢ ْم. بذلك يكون الهواء قد اكتسب ١٢ ْم عن الهواء الأصل قبل تسلقه السلسلة الجبلية. لذلك سيعمل هذا الهواء على إذابة الثلوج على سفوح الجبال إن وجدت لان حرارته ارتفعت عن درجة حرارة الانجماد. يختلف ارتفاع درجة حرارة هواء ألفوهن أو الشنوك باختلاف ارتفاع الجبال. واختلاف مستوى التكاثف. فكلما ارتفع الجبل أو انخفض مستوى التكاثف ارتفعت درجة حرارة الهواء الهابط أكثر. لذلك ليس غريباً أن تكون درجة حرارة رياح ألفوهن أعلى ب ٢٢ ْم من الهواء المجاور. ويمكن أن يحدث ذلك خلال فترة قصيرة كما حدث في منطقة كب في ولاية مونتانا الأمريكية حيث ارتفعت درجة حرارة الهواء ١٩ ْم خلال سبعة دقائق.

تظهر هذه الظاهرة كثيراً في فصل الربيع في جبال الألب وتسمى ألفوهن مسببة انهيارات جليدية وفيضانات بسبب الذوبان السريع للثلوج الموجودة على

سفوح الجبال. كما تظهر في جبال الروكي والسيرانيفادا في غرب الولايات المتحدة الأمريكية وتسمى الشنوك.

٤- الرياح المحلية لحوض البحر المتوسط
Mediterranean Sea Local Wind

هناك أنواع من الرياح المحلية تهب على بعض المناطق في مواعيد محددة ولها صفات خاصة بها. وقد اشتهر حوض البحر المتوسط بعدد كبير من هذه الرياح (الشكل ٤-١٦). ويبدو أن العامل التاريخي قد لعب دوراً كبيراً في هذا التعدد لتسميات الرياح المحلية في هذه المنطقة من العالم. والرياح المحلية المؤثرة على حوض البحر المتوسط نوعان. حارة وباردة. فالرياح الحارة عادة تهب من الجنوب. بينما الرياح الباردة تهب عادة من الشمال. وفيما يأتي استعراض لأهم أنواع الرياح المؤثرة على هذا الحوض:



الخريطة ٤-١٦

حوض البحر المتوسط وتظهر علية أنواع الرياح المحلية التي تؤثر عليه.

الرياح الحارة Hot Winds: وهي رياح محلية تهب من شمال أفريقيا أو غرب آسيا ومن اليابس تحديداً لتؤثر على حوض البحر المتوسط ومنها ما يصل تأثيرها إلى جنوب أوربا. كل هذه الرياح ترفع من درجة حرارة المناطق

التي تمر عليها. ومعظمها يكون محمل بالأتربة والرمال لأنها تهب من مناطق جافة وخاصة الصحراء الكبرى. يعتقد البعض إنها رياح ترافق المنخفضات الجوية المارة بالمنطقة. فالرياح الحارة تكون دائماً في مقدمة المنخفض الجوي. ولكنني اعتقد إن سبب هبوبها يتعدى هذا السبب. حيث إن بعض منها كالخماسين تستمر لفترة طويلة تفوق الشهر. وهذا ينفي كونها مجرد رياح تهب في مقدمة المنخفض الجوي. إن اختلاف التسخين بين اليابس والماء في منطقة حوض البحر المتوسط قد تكون هي المسئولة عن ظاهرة الرياح المحلية في هذه المنطقة. ففي الشتاء يكون اليابس ابرد من الماء فيكون ضغطة عالي والماء خفيف بينما في الصيف يكون الماء ابرد من اليابس فيكون ضغطة عالي واليابس خفيف. هذا الاختلاف المحلي قد ينشط حركة الرياح بين مراكز الضغط المختلفة. نتيجة التداخل الكبير بين الماء واليابس في المنطقة. لذلك تظهر في المنطقة أنواع كثيرة من الرياح المحلية. كما اعتقد أن هناك بعض أنواع الرياح التي تحمل أسماء مختلفة ولكنها هي في الحقيقة نوع واحد. فالاختلافات اللغوية في المنطقة مع الأصالة الحضارية فيها قد تكون عاملاً في هذا التنوع بالأسماء. من أشهر الرياح المحلية الحارة هي الخماسين. والسموم. والقبلي. والسيروكو.

الرياح الباردة Cold Wind: وهي رياح محلية تهب من وسط وشمال أوربا ومن اليابس لتؤثر على دول حوض البحر المتوسط ويصل تأثير بعضها إلى شمال أفريقيا أو غرب أسيا. رياح باردة قد تؤدي إلى تساقط الثلوج أو ظهور ظاهرة الصقيع. يعتقد البعض إنها رياح ترافق المنخفض الجوي حيث تهب في مؤخرته. إن طبيعة سطح المنطقة قد يساعد على هبوب الرياح الباردة شتاءاً. حيث أن وجود الحاجز الجبلي لجبال الألب قد ساعد على أن تكون وسط وشمال أوربا ابرد بكثير من جنوب أوربا المطل على البحر المتوسط والمحمي من الرياح الباردة بجبال الألب. من الأمثلة عن هذه الرياح البورا والمسترال.

٤-٢-٥ الرياح كقوة مولدة للطاقة Wind Generating Power

للرياح طاقة تدميرية إذا ما زادت سرعتها عن ٤٧ ميل بالساعة, والتدمير يكون كبيراً إذا ازدادت سرعتها عن ٧٤ ميل بالساعة, وقد تصل الرياح في سرعتها إلى مديات اكبر بكثير من ذلك. إن الطاقة العظمى للرياح تأتي من الاختلاف الضغطي الكبير ضمن منطقة صغيرة. أما إذا كانت انطقة الضغط متباعدة فان حركة الرياح تكون اخف وبذلك يمكن الاستفادة منها في تحريك الأشياء. فقد استخدم الإنسان الرياح لتحريك مراوح كبيرة استخدمت في تحريك رحى طحن الحبوب, أو استخراج المياه من الآبار. وقد اشتهرت هولندا بطواحين الهواء في القرون الماضية.الفكرة نفسها استخدمها الإنسان في تحريك السفن عن طريق الأشرعة. أما في الوقت لحاضر فان طاقة الهواء تستخدم في تحريك المراوح الكبيرة لتوليد الطاقة الكهربائية.

تعتمد الفكرة على حساب قوة الرياح في تحريك مروحة, حيث إن كثافة الهواء يمكن أن تحرك مروحة وتختلف سرعة المروحة حسب سرعة الهواء, فتكون الطاقة المولدة محسوبة حسب المعادلة الآتية:

الطاقة المولدة = ١/٢ × كثافة الهواء × (سرعة الهواء)^{٢}

فمثلاً إذا كان معدل سرعة الرياح ٢,٩ متر/ثانية, باستخدام المعادلة ستكون:

الطاقة المولدة = ١/٢ × ١,٢٩ × (٢,٩)^{٣}

الطاقة المولدة = ١/٢ × ١,٢٩ × ٢٤,٣٨٩

الطاقة المولدة = ١/٢ × ٣١,٤٦١٨

الطاقة المولدة = ١٥,٧ واط/متر

إن الطاقة الكهربائية المولدة من حركة الرياح نظيفة وغير ملوثة للبيئة, لذلك بدأت الفكرة تنتشر بشكل واسع وسريع.

الفصل الخامس

الرطوبة الجوية

الرطوبة الجوية

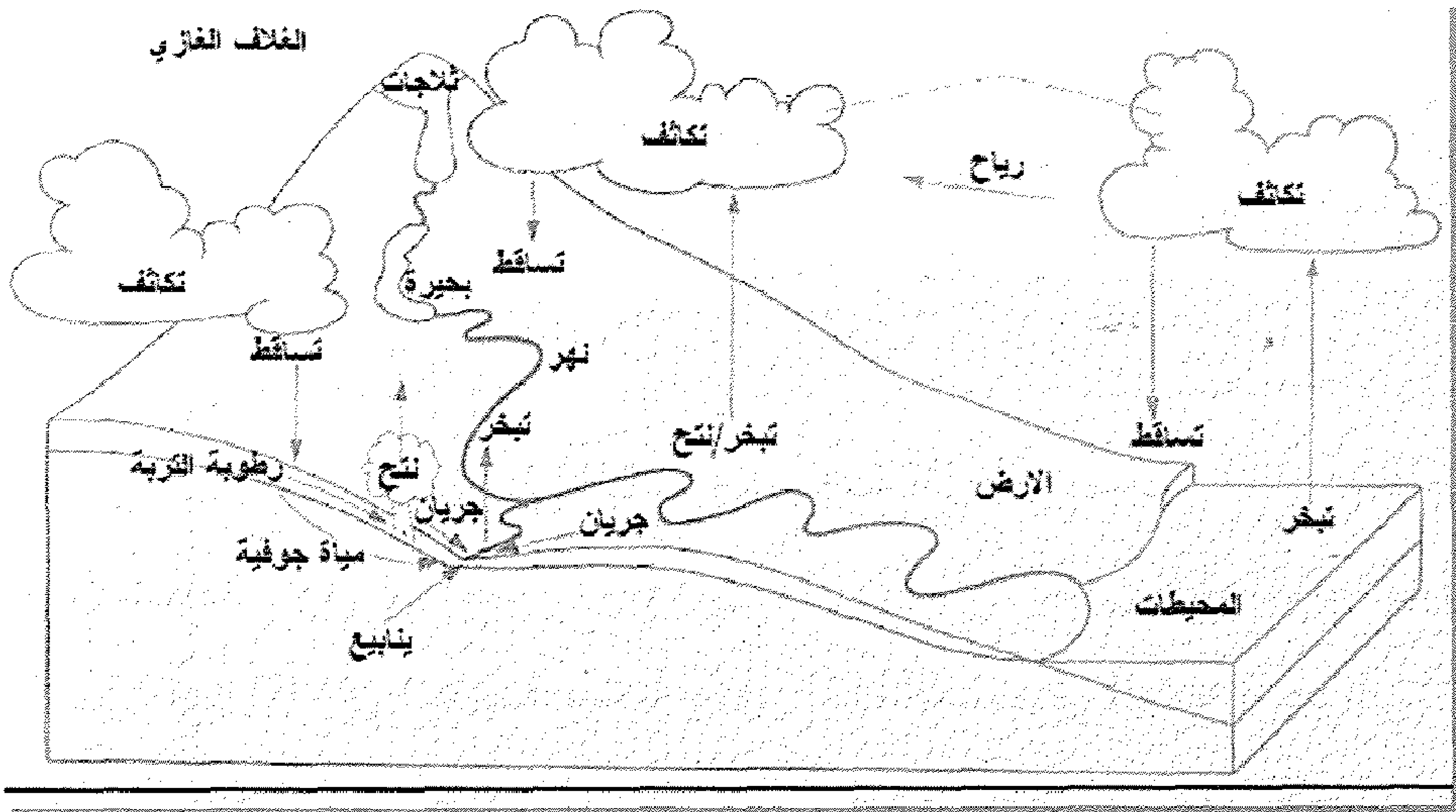
من العناصر الجوية المهمة هي الرطوبة الجوية، ومنها تتكون عدد من المظاهر الجوية. فمعروف إن الماء يظهر بحالاته الثلاث في درجة الحرارة الجوية، الحالة الصلبة وهو الثلج، والحالة السائلة وهو الماء، والحالة الغازية وهو بخار الماء. فالرطوبة الجوية تعني بخار الماء في الهواء. وبخار الماء هو الجزء الذي يؤدي إلى دورة الماء في الطبيعة. بخار الماء في الهواء يقدر بحوالي ١٠ تريليون طن، وكل يوم يتبخر حوالي تريليون واحد من البحار والمحيطات، ويعود إلى الأرض حوالي تريليون على شكل تساقط بأشكاله. لذلك فان عمر بخار الماء في الهواء لكي يتجدد بشكل كلي هو عشرة أيام.

٥-١ الدورة العامة للمياه Hydrological Cycle

خلق الله سبحانه وتعالى الماء وجعل منة كل شيء حي، لذلك فالماء في الطبيعة متجدد. الماء في الطبيعة بنوعين، عذب ومالح. يكون الماء المالح حوالي ٩٧٪ من كمية الماء في الطبيعة، بينما يكون الماء العذب في الطبيعة حوالي ٣٪. يتجدد الماء العذب عن طريق التبخر، فالحرارة تزيد من سرعة جزيئات الماء فتنفصل بعض الجزيئات لتتعلق بالهواء، وكلما كان الهواء جافاً كلما زادت سرعة التبخر. كما إن الأشجار عن طريق النتح تضيف إلى الهواء كمية من بخار الماء. بخار الماء في الهواء يتكاثف عندما يبرد الهواء، فالتبريد القريب من سطح الأرض تنتج عنة ظواهر مائية كالندى والصقيع والضباب، وبذلك يعود جزء من الماء المتبخر إلى سطح الأرض. إما إذا تبرد الهواء بعيداً عن سطح

الأرض. فتظهر الغيوم التي ينتج عنها التساقط بنوعية الصلب والسائل. وبذلك يعود الجزء الأكبر من الماء المتبخر إلى سطح الأرض (انظر الشكل ٥-١).

التساقط الصلب يبقى فترة من الزمن على الجبال والسهول وما يلبث أن يذوب بعد ارتفاع الحرارة خاصة في الصيف. بينما يبقى جزء منه على شكل جليد دائم. الثلج الذائب قسم منة يتبخر. وقسم أخر يمتص من قبل التربة لتمتصه النباتات ويعود إلى الجو بالنتح. أو يتبخر من التربة. أو يذهب إلى المياه الجوفية. وقسم أخر يسيل ليصبح جزء من المياه السطحية الجارية ليصب في النهاية في البحار والمحيطات. أما مياه الأمطار. فإنها تسلك نفس المسار باستثناء الذوبان. حيث إما أن تمتص من التربة أو النبات وتتبخر منهما. أو تذهب للمياه الجوفية أو تسيل عبر الأنهار والوديان إلى البحار والمحيطات وبذلك تعود لتعوض التبخر (انظر الشكل ٥-١).



الشكل ٥-١

مخطط مبسط لدورة المياه في الطبيعة وتظهر فيه المياه بحالاتها الثلاث بالإضافة إلى مكونات الدورة المختلفة.

الجزء المتعلق بالمياه الجوفية فانه يستخرج عن طريق حفر الآبار. أو يخرج عن طريق العيون. وهذا الجزء مهم جداً خاصة للمناطق الجافة وشبه الجافة.

وبعد استخراجه فانه يستعمل لسقي النباتات أو للاستعمالات الأخرى ليتبخر ويعود إلى الهواء. وبذلك تكتمل دورة الماء في الطبيعة. وتجدر الإشارة إلى أن ثلثي المياه العذبة أي ٢٪ من الـ٣٪ منها تبقى محجوزة على شكل ثلوج في القطبين وفي أعالي الجبال. وثلث أي ١٪ هي كمية المياه المستخدمة للزراعة والاستعمالات الأخرى.

٥- ٢ التبخر Evaporation

وهو انفصال جزيئات الماء عن سطح الماء حيث تكون بخار ماء وتتعلق بالهواء. فالماء عندما يسخن تتحرك جزيئاته بسرعة, وقسم من هذه الجزيئات تأخذ طاقة حركية اكبر من جزيئات الماء المجاورة لها فتستطيع عندها أن تقفز إلى الهواء وتبقى معلقة فيه. وفي هذه الحالة فان الماء الذي خرجت منة جزيئات بخار الماء يبقى ابرد من الجزيئات التي تحولت إلى بخار ماء. والتبخر حالة طبيعية مستمرة حيث يستطيع الماء أن يتحول إلى بخار ماء ضمن درجة الحرارة الموجودة على الأرض. وهي العملية الأولى التي نحتاجها لوجود بخار الماء في الهواء. والتبخر يعمل على تجدد الماء العذب حيث إن التبخر يأخذ جزيئات الماء ويترك العوالق والمواد المذابة فيه على الأرض. يتوقف التبخر عندما تنخفض درجة الحرارة إلى الصفر المؤوي, وفوق الصفر تبدأ عملية التبخر ولكنها تكون بطيئة. وتتسارع عملية التبخر كلما ارتفعت درجة الحرارة, ولكن الحرارة ليست العامل الوحيد المؤثر على التبخر, حيث هناك عوامل أخرى.

٥-٢-١ العوامل المؤثرة على التبخر Factures Affects Evaporation

بالرغم من أن الحرارة هي العامل الأكثر أهمية في التبخر, إلا أن هناك عوامل أخرى تسرع أو تبطئ من العملية وهي: [١]

١- درجة الحرارة: فكلما ارتفعت درجة الحرارة زاد اكتساب الماء لها مما يسرع في حركة جزيئات الماء وبذلك يزداد التبخر. وقد وضحنا إن

جزيئات الماء تحتاج إلى الحرارة كطاقة لتستطيع الانفصال عن جسم الماء لتتحول إلى بخار ماء. لذلك كلما ارتفعت درجة الحرارة كلما تسارعت عملية التبخر. ففي المناطق الحارة الجافة تكون اكبر كمية تبخر.

٢- كمية الإشعاع الشمسي: فالماء قادر على امتصاص الإشعاع الشمسي المباشر مما يؤدي إلى تحوله إلى طاقة حركية فيرفع من حرارته وبذلك يزداد التبخر. فالتبخر تحت ضوء الشمس أسرع منه في الظل.

٣- سرعة الرياح: الرياح تزيح الطبقة الهوائية المشبعة ببخار الماء وتحل محلها هواء أكثر جفافا مما يساعد على استمرار التبخر. وبذلك كلما زادت سرعة الرياح تسارعت عملية إزاحة الهواء الرطب مما يسرع من التبخر.

٤- كمية الرطوبة في الهواء: فالهواء المشبع ببخار الماء لا يستطيع حمل كميات إضافية من بخار الماء وبذلك يتوقف التبخر حتى لو كانت درجة الحرارة عالية. فالمعروف إن الهواء يستطيع أن يحمل كمية معينة من بخار الماء في درجة حرارة معينة.

٥- ملوحة الماء: الماء المالح أبطئ في التبخر من الماء العذب. فالماء المالح يحتاج إلى طاقة حرارية اكبر لاستخلاص الماء العذب من الأملاح المذابة ولتحويله إلى بخار ماء.

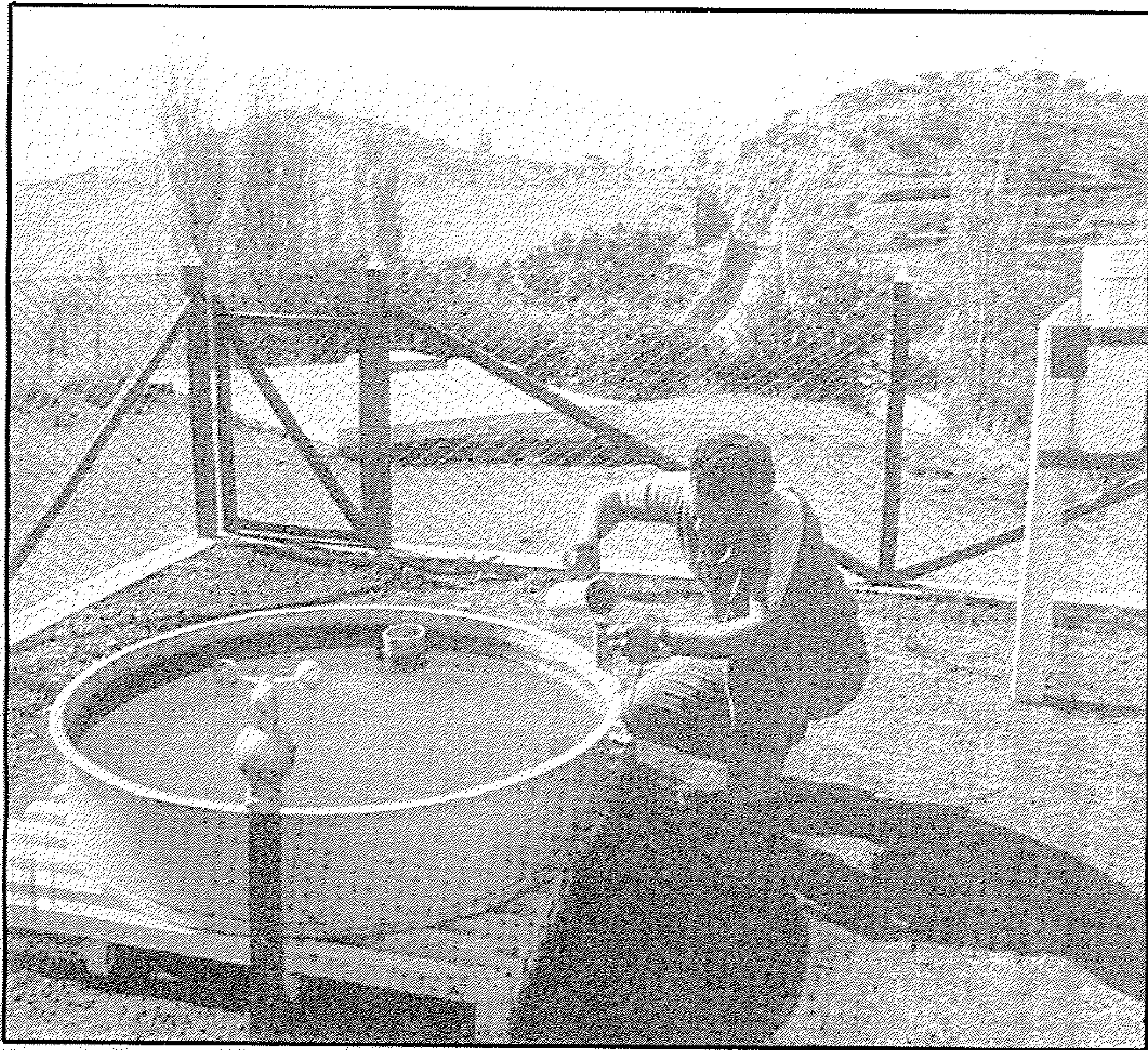
يلاحظ مما سبق أن هناك عوامل عديدة تتحكم بالتبخر. وهذه العوامل تجعل من عملية قياس التبخر أمراً صعباً وغير دقيق. وسنلاحظ فيما يأتي إن قياس التبخر عملية صعبة ونتائجها غير دقيقة.

٥-٢-٢ كيفية قياس التبخر Evaporation Measurements

قياس التبخر مهم جداً لان بخار الماء في الهواء هو الوقود الأساسي للعواصف الرعدية. كما انه مهم جداً في تصميم السدود والبحيرات الصناعية. فالتبخر من هذه السطوح مهم لحساب الضائع من الماء. يزداد التبخر بشكل

كبير جداً في المناطق المدارية الحارة لارتفاع درجة الحرارة. التبخر يقاس بعدة طرق ومعظم هذه الطرق غير دقيقة وذلك لأنها لا تأخذ بالاعتبار النتح من النبات. كما إنها لا تعبر عن عمق الماء في البحار والمحيطات، ولا تعبر عن الأجواء المحيطة بها. ومع ذلك فان هذه الطرق تعطي تصوراً عاماً عن التبخر.

يقاس التبخر من حوض التبخر الذي هو عبارة عن حوض معدني محيطة ١.٨ متر وعمقه ٠.٣ متر (الشكل ٥-٢). يوضع على قاعدة خشبية لتقليل الإشعاع الأرضي الواصل ويحاط بأسلاك لمنع الحيوانات من الشرب منه. توضع داخل الحوض اسطوانة مدرجة. بعد يوم أو ساعات من ملئ الحوض بالماء يقاس ارتفاع الماء عن طريق الاسطوانة المدرجة لمعرفة كمية النقص بالماء. حيث يكون هذا النقص هو الكمية المتبخرة.

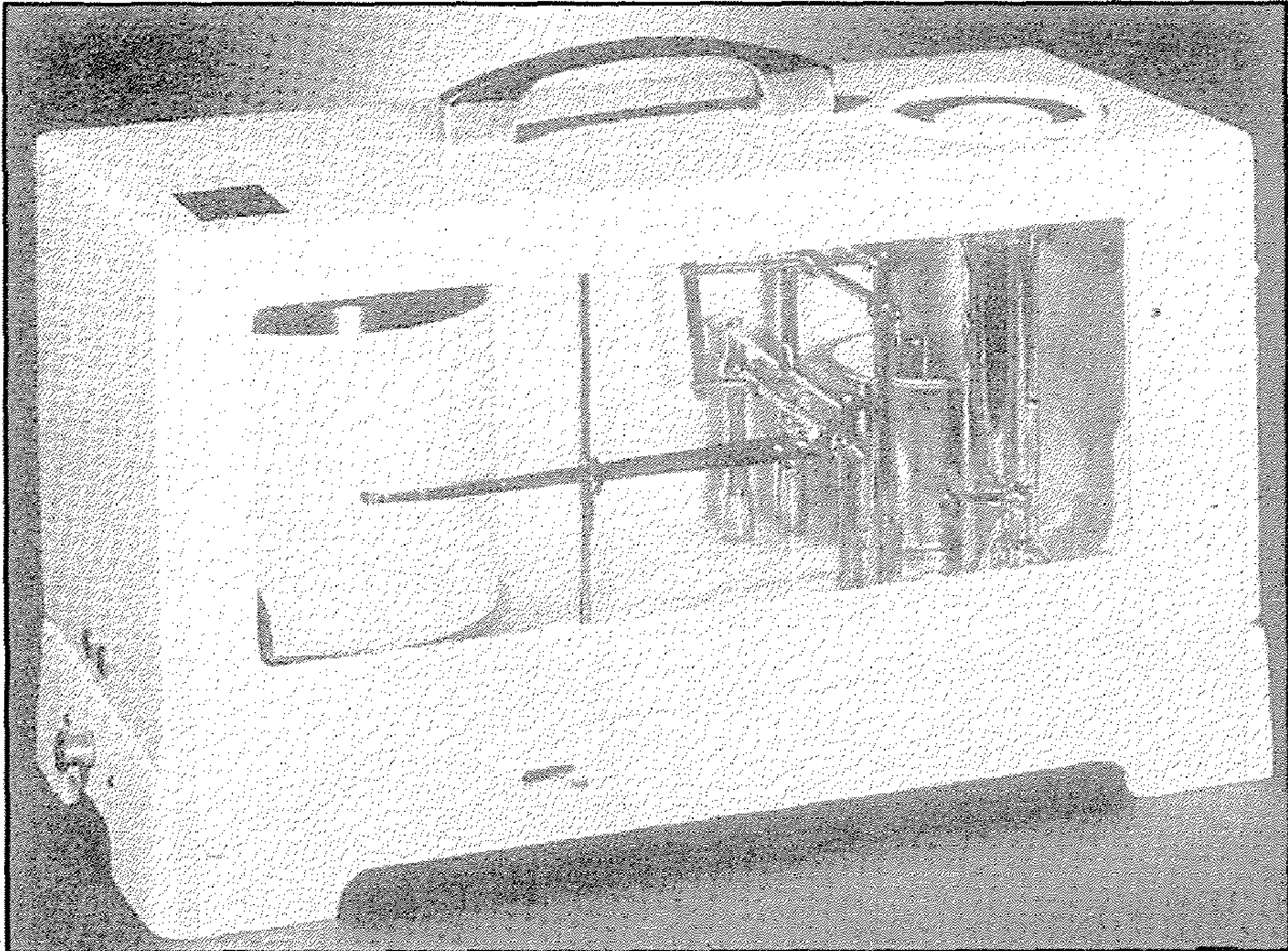


الشكل ٥-٢

حوض التبخر الذي يقاس منه التبخر بشكل مباشر.

طريقة أخرى لقياس التبخر هي في وضع كمية من الماء بوزن معين على ورق نشاف. يراقب هذا الورق النشاف لمعرفة الوزن الذي يفقده ضمن فترة زمنية معينة. فقدان الوزن هذا يحول إلى نسبة تبخر. أو يستعمل أنبوب اختبار زجاجي مدرج، حيث يملئ بالماء ويقلب على ورق نشاف. الماء الممتص من الورق والمتبخر منه سيأخذ من الماء الموجود في الأنبوب، ويمكن للمراقب أن يراقب نقص الماء في الأنبوب ويعرف كمية التبخر.

جهاز الايفابومتر عبارة عن إناء فيه ماء توجد فيه كرة طائفة، هذه الكرة مربوطة بذراع نهايته قلم يلامس اسطوانة دوارة. فعندما يفقد الماء من الإناء بالتبخر فان ارتفاع الكرة الطائفة سوف ينخفض مما يؤثر على مستوى القلم فيسجل على الاسطوانة الدوارة كمية التبخر (الشكل ٥-٣).



الشكل ٥-٣

جهاز الايفابومتر لقياس كمية التبخر اليومي.

ذكرنا في البداية إن جميع الأجهزة التي تقيس التبخر ليست دقيقة بالإضافة إلى إنها تهمل النتح من النبات. لذلك عمد عدد من العلماء إلى البحث عن معادلة رياضية يستطيع من خلالها حساب التبخر/ النتح Evapotransperation. ومفهوم التبخر/ النتح هو أن تجرى تجارب علمية على أنواع مختلفة من النبات لحساب كمية النتح اليومية، تضاف هذه الكميات إلى كمية التبخر اليومي وبذلك يمكن حساب التبخر من سطح الأرض بشكل أكثر دقة من الأجهزة التي تقيس التبخر. قام العالم بانمن بوضع معادلة ناجحة لقياس التبخر النتح الكامن، وقد ادخل بانمن جميع العناصر التي تؤثر على التبخر، من إشعاع شمسي وحرارة ورياح.

ولكن هذه المعادلة وجدت صعوبة في التطبيق وذلك لأنها تطلبت عناصر طقسية لا تقاس إلا في بعض المحطات مثل سرعة الرياح على ارتفاع ١٠ متر. وجاءت محاولة العالم ثورنثويت والتي بسطت معادلة التبخر/ النتح وأصبح بالإمكان استخدامها لأنه اعتمد على عناصر ترصد ومتوفرة للجميع. وهذه المعادلة هي:

$$\text{التبخر النتح الكامن} = ١,٦ \left(١٠ \times \frac{\text{المعدل الشهري للحرارة}}{\text{مجموع القيم الشهرية لمعامل الحرارة}} \right)^{أ} \times ر$$

وقد بسط تطبيق هذه المعادلة عن طريق إيجاد معاملات أرقام مجموع قيم معامل الحرارة، وكذلك وضع جدول للمعامل الشمسي (ر). ورغم إن ثورنثويت أهمل عامل الرياح كعامل مؤثر على التبخر/ النتح، إلا أن معادلته تعتبر لحد الآن من أفضل وابسط المعادلات التي حسبت قيم التبخر/ النتح.

٥-٣ تعريف الرطوبة وقياسها
Humidity Definition and Measurements

تعرف الرطوبة الجوية بأنها كمية بخار الماء في الهواء. ويعبر عن هذه الكمية بأشكال مختلفة. فهناك الرطوبة المطلقة، والرطوبة النوعية، والرطوبة النسبية. ولكل واحدة من هذه التعابير طريقة مختلفة في التعبير عن كمية بخار الماء في الهواء. ورغم إن الرطوبة النسبية هي أكثر التعابير شيوعاً، لكنها ليست أكثر التعابير استخداماً في المجال العلمي لحساب إمكانية التغييم مثلاً. تتراوح كمية بخار الماء في الهواء بين صفر و٤٪ من حجم الهواء. وفيما يأتي شرحاً وافياً لكل من هذه المفاهيم.

١- الرطوبة المطلقة **Absolute Humidity**: هي كمية بخار الماء في حجم محدد من الهواء محسوبة بالغرام في كل متر مكعب من الهواء. لا تؤثر الحرارة على هذه الكمية، فرغم ازدياد قدرة الهواء على الحمل مع ارتفاع درجة الحرارة، إلا أن كمية بخار الماء تبقى ثابتة رغم ارتفاع أو انخفاض درجة الحرارة. فمثلاً إذا حمل الهواء بدرجة حرارة ٢٠°م ١٧,٣٠غرام وارتفعت حرارة الهواء إلى ٢٥°م فان الكمية ستبقى نفس الكمية إذا لم يضف إلى الهواء كمية جديدة من بخار الماء. وللهواء بدرجة حرارة معينة قدرة محددة على حمل بخار الماء، وعندما تصل كمية بخار الماء في الهواء إلى هذه النقطة يقال إن الهواء وصل إلى حد الإشباع Saturation. الجدول رقم (٥-١) يوضح الطاقة القصوى التي يستطيع الهواء أن يحملها من بخار الماء وحسب درجة حرارته. يلاحظ من الجدول إن كمية بخار الماء في الهواء تزداد مع زيادة درجة الحرارة. كما إن الهواء الحار تتزايد فيه قدرة الهواء على الحمل بشكل اكبر بكثير من الهواء البارد. فالهواء بدرجة حرارة صفر°م يحمل ٤,٨ غرام. بينما بدرجة حرارة ٥°م يحمل ٦,٨. وعندما ترتفع الحرارة أكثر فان نسبة الزيادة تكون اكبر. فمثلاً يحمل الهواء ٥١,٢ غرام بدرجة

حرارة ٤٠°م في حين ترتفع قدرته على الحمل إلى ٦٥,٥ غرام بدرجة حرارة ٤٥°م. أي إن زيادة ٥ درجات حرارة تزيد القدرة على الحمل ١٥غرام، بينما بين درجة حرارة صفر ٥°م فان قدرة الهواء ازدادت ٢ غرام فقط.

٢- الرطوبة النوعية Specific Humidity: وهي طريقة أخرى للتعبير عن كمية بخار الماء في الهواء. والرطوبة النوعية هي وزن بخار الماء في الهواء ويعبر عنها بالغرام رطوبة في كيلو غرام من الهواء. ونفس الفكرة تطبق على هذا المفهوم، حيث تزداد قدرة الهواء على حمل بخار الماء كلما ازدادت الحرارة، باستثناء أن اختلاف الكمية من بخار الماء يعبر عنها بالكيلو غرامات من الهواء بدلاً من المتر المكعب. لذلك فان ما يحمله متر مكعب من الهواء من غرامات بخار الماء مقارب إلى ما يحمله كيلو غرام من الهواء بنفس درجة الحرارة. وتستعمل المعادلة الآتية لحساب الرطوبة النوعية:

الرطوبة النوعية = ٦٢٣ × ضغط بخار الماء ÷ الضغط الجوي.

الجدول ٥-١: اكبر كمية بخار ماء يستطيع الهواء حملها حسب درجة حرارته

ت	درجة الحرارة°م	كمية بخار الماء غم/متر³
١	٢٠-	١,٠٧
٢	١٥-	١,٦١
٣	١٠-	٢,٣٦
٤	٥-	٣,٤١
٥	٠	٤,٨٥
٦	٥	٦,٧٩
٧	١٠	٩,٤٠
٨	١٥	١٢,٨٣
٩	٢٠	١٧,٣٠
١٠	٢٥	٢٣,٠٥
١١	٣٠	٣٠,٣٨
١٢	٣٥	٣٩,٦٣
١٣	٤٠	٥١,١٩
١٤	٤٥	٦٥,٥٠

٣- الرطوبة النسبية Relative Humidity: وهي كمية بخار الماء الموجودة في الهواء بدرجة حرارة معينة نسبة إلى الكمية القصوى التي يستطيع الهواء أن يحملها بنفس درجة الحرارة, ويعبر عن الرطوبة النسبية بالنسبة المؤوية. وتتأثر الرطوبة النسبية بشكل مباشر بدرجة الحرارة. فلما كانت الرطوبة النسبية هي النسبة المؤوية لبخار الماء في الهواء, فان هذه النسبة ستتغير بتغير درجة الحرارة. فمثلاً إذا كان الهواء يستطيع أن يحمل ٨,٧ غرامات من بخار الماء بدرجة حرارة ٥°م, وكانت حرارة الهواء ١٥°م وهو يحمل نفس الكمية فان الرطوبة النسبية للهواء بدرجة حرارة ١٥°م هي ٥٠٪ تقريباً, وذلك لان الهواء بدرجة حرارة ١٥°م يستطيع أن يحمل ١٧ غرام من بخار الماء. لذلك نرى إن أي تغير في درجة حرارة الهواء مع بقاء كمية بخار الماء في الهواء ثابتة سيغير نسبة بخار الماء في الهواء. والرطوبة النسبية إما تحسب رياضياً أو تقاس بالأجهزة. ولحساب نسبة بخار الماء في الهواء نستعمل المعادلة الآتية:

الرطوبة النسبية = ضغط بخار الماء الفعلي ÷ ضغط بخار الماء في حالة الإشباع ×١٠٠

وهنا لا بد لنا أن نتطرق إلى ضغط بخار الماء Vapor Pressure. يعرف ضغط بخار الماء في الهواء بأنه كمية الضغط الذي تولده كمية بخار الماء الموجودة في الهواء في حالة الضغط الاعتيادي عند مستوى سطح البحر. وعندما تكون عدد ذرات بخار الماء المغادرة لسطح الماء تساوي عدد الذرات التي تعود إلى الماء, فان التبخر يساوي صفراً, فان ضغط بخار الماء في هذه الحالة يكون في حالة الإشباع. ويختلف ضغط بخار الماء فوق الماء العذب عنة فوق الماء المالح, حيث يكون ضغط بخار الماء بدرجة حرارة معينة فوق الماء العذب اكبر منة فوق الماء المالح (الجدول ٥-٢). والسبب إن ملوحة الماء تقلل من ضغط بخار الماء حيث أن الماء المالح يحتاج إلى طاقة اكبر لتبخير نفس الكمية من الماء

العذب. كما يلاحظ من الجدول إن ضغط بخار الماء يزداد مع ارتفاع الحرارة. القيم الموضحة في الجدول هي في حالة الضغط الجوي الاعتيادي.

باستخدام الجدول يمكن حساب الرطوبة النسبية إذا عرفت كمية ضغط بخار الماء في الجو. فإذا كان ضغط بخار الماء في الجو ١٠ مليبار, ودرجة الحرارة ٢٠°م, فان العملية تحل باستعمال القانون أعلاه.

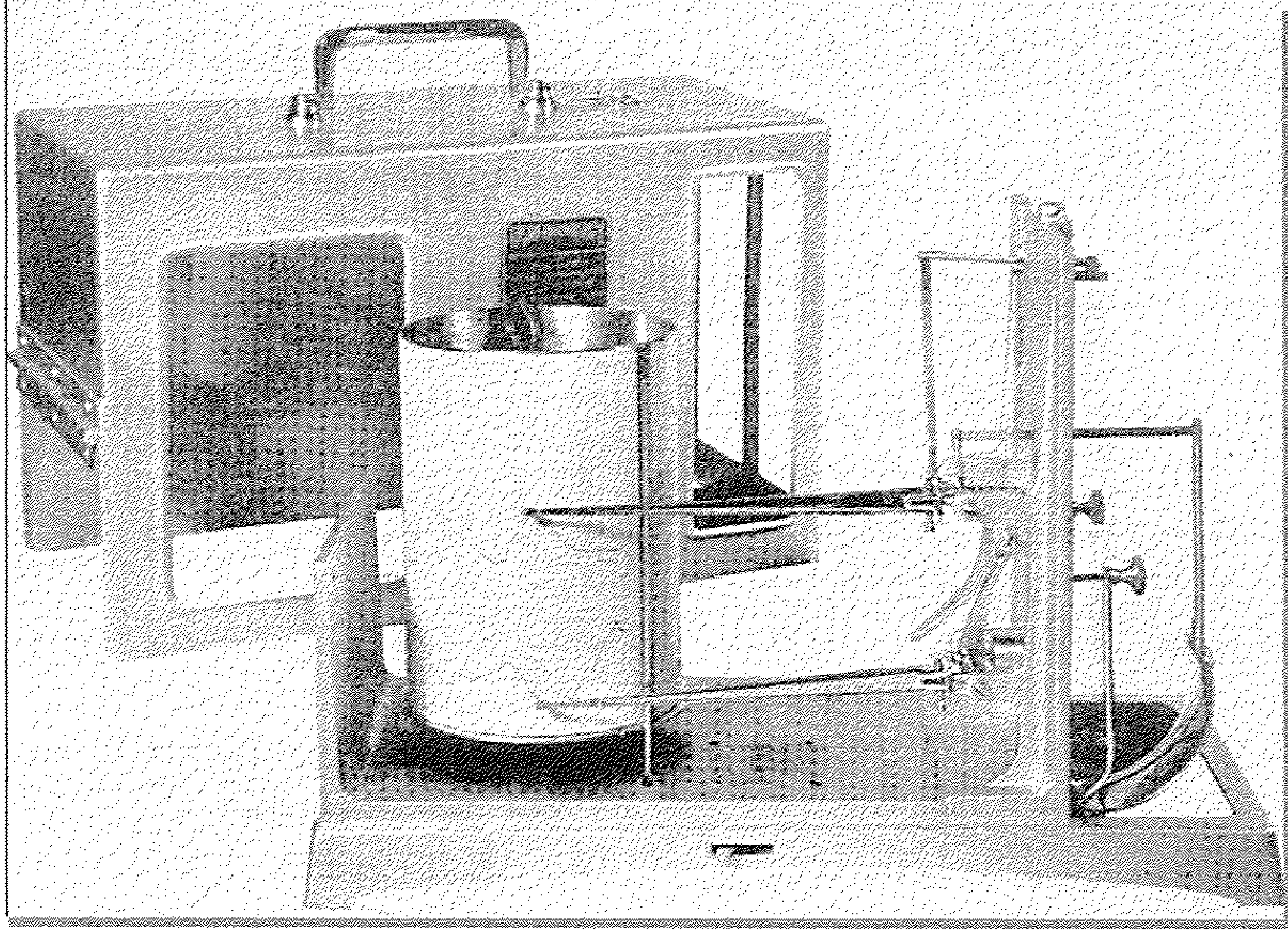
الرطوبة النسبية = ١٠ ÷ ٢٣,٣٧× ١٠٠ =١٠٠×٠,٤٢٨

الرطوبة النسبية = ٤٢,٨٪.

الجدول ٥-٢: ضغط بخار الماء في حالة الإشباع.

درجة الحرارة°م	ضغط بخار الماء (مليبار) فوق ماء عذب	ضغط بخار الماء (مليبار) فوق ماء مالح
صفر	٦,١١	٥,٩٩
٥	٨,٧٢	٨,٥٦
١٠	١٢,٢٧	١٢,٠٥
١٥	١٧,٠٤	١٦,٧٤
٢٠	٢٣,٣٧	٢٢,٩٦
٢٥	٣١,٦٧	٣١,١٢
٣٠	٤٢,٤٣	٤١,٦٨
٣٥	٥٦,٢٤	٥٥,٢٥
٤٠	٧٣,٧٨	٧٢,٤٧

قياس الرطوبة النسبية Measuring Relative Humidity



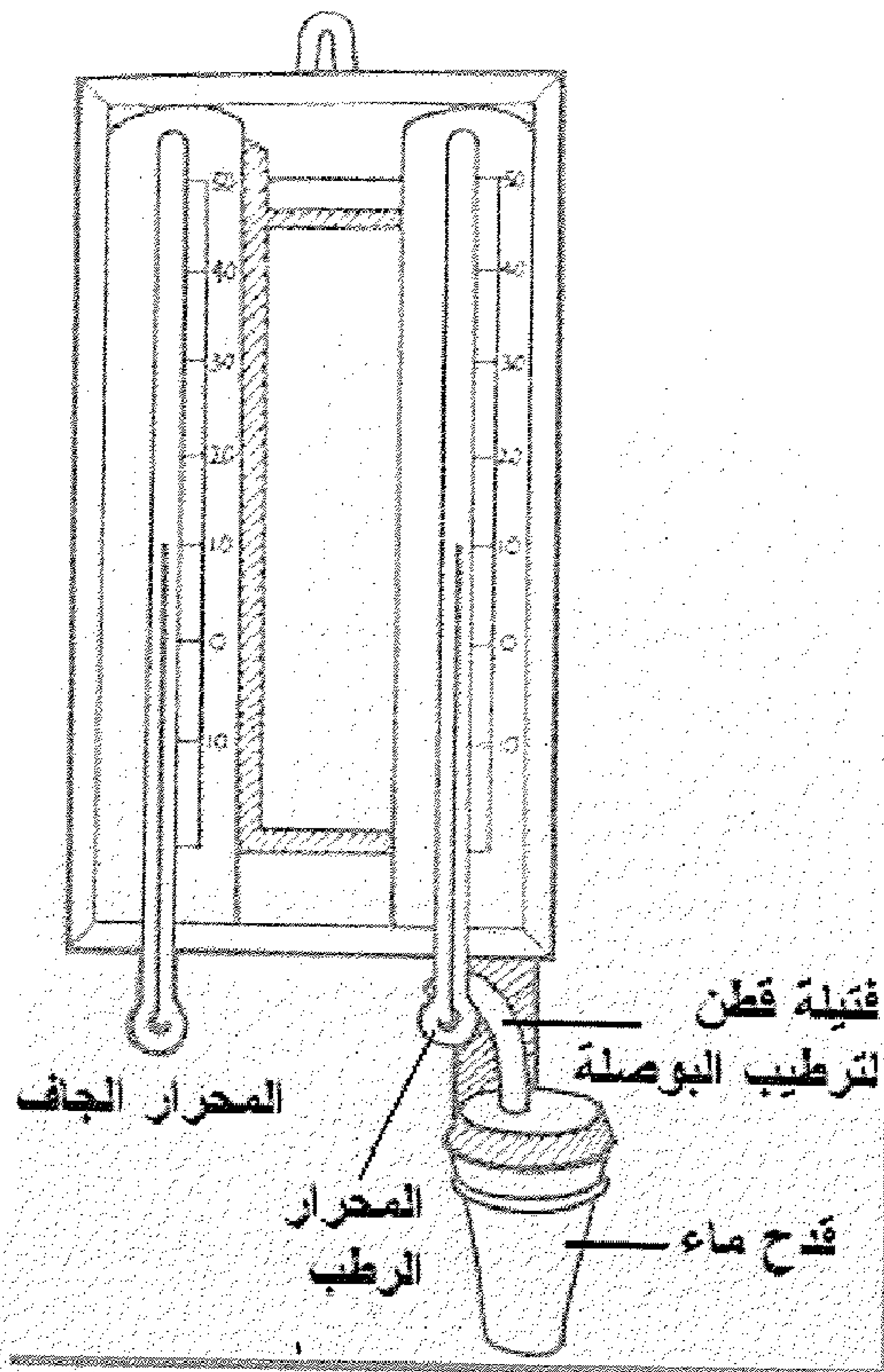
الشكل ٥-٤

جهاز الهايجرومتر لقياس الرطوبة النسبية.

ذكرنا إن الرطوبة النسبية يمكن أن تقاس بشكل مباشر. ولقياس الرطوبة النسبية يمكن استخدام جهاز الهايجرومتر Hygrometer. هذا الجهاز يستعمل الشعر البشري، حيث إن الشعر يتمدد بالرطوبة العالية ويتقلص بالجفاف (الشكل ٥-٤). يحتوي الجهاز على شعر بشري مربوط بمؤشر ينتهي بقلم، ويلامس القلم قرص دوار علية ورقة مدرجة تشير إلى كمية الرطوبة النسبية. فعندما تكون الرطوبة عالية فان الشعر سيتمدد مما يتيح للمؤشر أن يهبط إلى الأسفل مشيراً إلى رقم عالي للرطوبة. وفي حالة قلة الرطوبة فان الشعر سيتقلص ليرفع المؤشر إلى الأعلى مشيراً إلى قيمة واطئة للرطوبة.

الطريقة الأخرى لقياس الرطوبة النسبية هي باستخدام المحرار الرطب والمحرار الجاف Dry and Wet Bulb Temperature (الشكل ٥-٥). يوضع محراران احدهما توضع حول بوصلته قطعة قماش رطبة وهو المحرار الرطب،

والأخر بلا قماش حول البوصلة يسمى المحرار الجاف. يدور المحرار الرطب عدة دورات لتنشيط عملية التبخر. ولان التبخر سوف يأخذ طاقة من المحرار، فان المحرار الرطب سوف يسجل انخفاض في درجة الحرارة. يستمر تدوير المحرار الرطب إلى أن يتوقف المحرار الرطب على الانخفاض بعدها وعندها تسجل درجة الحرارة للمحرارين. يؤخذ الفرق بين قراءة المحرارين ليطبق على جدول مصمم لهذا الغرض. الجدول يحتوي على الفروقات بين قراءات المحرارين وأسفل كل عمود لهذه الفروقات قيم الرطوبة النسبية حسب قراءة المحرار الجاف (الجدول ٥-٣). فإذا كانت قراءة المحرار الجاف ٧٠ْف والرطب ٨٢ْف فان الفرق بينهما ١٢ْف. بالعودة إلى الجدول وتحت العمود ١٢° سنجد القيمة ٤٨ وهذا يعني إن الرطوبة النسبية هي ٤٨٪.



الشكل ٥-٥

المحرار الرطب والمحرار الجاف لقياس الرطوبة النسبية

تستخدم الرطوبة النسبية بشكل شائع في النشرات الجوية لتعبر عن النسبة المؤوية لبخار الماء في الهواء، كما إنها تعطي فكرة عن قرب الهواء من حالة الإشباع. ولكنها غير مفيدة في حساب توقعات المطر، حيث في هذه الحالة نحتاج إلى الرطوبة المطلقة.

جدول ٥-٣: الرطوبة النسبية حسب الفرق بين قراءات المحرار الرطب والجاف بالدرجة الفهرنهايتية

درجة الحرارة للمحرار الجاف	الفرق بين قراءات المحرار الجاف والمحرار الرطب بالدرجة الفهرنهايتية																	
	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
22	٨٦	٧١	٥٨	٤٤	٣١	١٧	٤											
24	٨٧	٧٣	٦٠	٤٧	٣٥	٢٢	١٠											
26	٨٧	٧٥	٦٣	٥١	٣٩	٢٧	١٦	٤										
28	٨٨	٧٦	٦٥	٥٤	٤٣	٣٢	٢١	١٠										
30	٨٩	٧٨	٦٧	٥٦	٤٦	٣٦	٢٦	١٦	٦									
32	٨٩	٧٩	٦٩	٥٩	٤٩	٣٩	٣٠	٢٠	١١	٢								
34	٩٠	٨١	٧١	٦٢	٥٢	٤٣	٣٤	٢٥	١٦	٨								
36	٩١	٨٢	٧٣	٦٤	٥٥	٤٦	٣٨	٢٩	٢١	١٣	٥							
38	٩١	٨٣	٧٥	٦٦	٥٨	٥٠	٤٢	٣٣	٢٥	١٧	١٠	٢						
40	٩٢	٨٣	٧٥	٦٨	٦٠	٥٢	٤٥	٣٧	٢٩	٢٢	١٥	٧						
42	٩٢	٨٥	٧٧	٦٩	٦٢	٥٥	٤٧	٤٠	٣٣	٢٦	١٩	١٢	٥					
44	٩٣	٨٥	٧٨	٧١	٦٣	٥٦	٤٩	٤٣	٣٦	٣٠	٢٣	١٦	١٠	٤				
46	٩٣	٨٦	٧٩	٧٢	٦٥	٥٨	٥٢	٤٥	٣٩	٣٢	٢٦	٢٠	١٤	٨	٢			
48	٩٣	٨٦	٧٩	٧٣	٦٦	٦٠	٥٤	٤٧	٤١	٣٥	٢٩	٢٣	١٨	١٢	٧	١		
50	٩٣	٨٧	٨٠	٧٤	٦٧	٦١	٥٥	٤٩	٤٣	٣٨	٣٢	٢٧	٢١	١٦	١٠	٥		
52	٩٤	٨٧	٨١	٧٥	٦٩	٦٣	٥٧	٥١	٤٦	٤٠	٣٥	٢٩	٢٤	١٩	١٤	٩		
54	٩٤	٨٨	٨٢	٧٦	٧٠	٦٤	٥٩	٥٣	٤٨	٤٢	٣٧	٣٢	٢٧	٢٢	١٧	١٢	٨	٣
56	٩٤	٨٨	٨٢	٧٦	٧١	٦٥	٦٠	٥٥	٥٠	٤٤	٣٩	٣٤	٣٠	٢٥	٢٠	١٦	١٢	٧
58	٩٤	٨٨	٨٣	٧٧	٧٢	٦٦	٦١	٥٦	٥١	٤٦	٤١	٣٧	٣٢	٢٧	٢٣	١٨	١٤	١٠
60	٩٤	٨٩	٨٣	٧٨	٧٣	٦٨	٦٣	٥٨	٥٣	٤٨	٤٣	٣٩	٣٤	٣٠	٢٦	٢١	١٧	١٣

درجة الحرارة المحرار الجاف	الفرق بين قراءات المحرار الجاف والمحرار الرطب بالدرجة الفهرنهايتية																	
	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
62	٩٤	٨٩	٨٤	٧٩	٧٤	٦٩	٦٤	٥٩	٥٤	٥٠	٤٥	٤١	٣٦	٣٢	٢٨	٢٤	٢٠	١٦
64	٩٥	٩٠	٨٤	٧٩	٧٤	٧٠	٦٥	٦٠	٥٦	٥١	٤٧	٤٣	٣٨	٣٤	٣٠	٢٦	٢٢	١٨
66	٩٥	٩٠	٨٥	٨٠	٧٥	٧١	٦٦	٦١	٥٧	٥٣	٤٨	٤٤	٤٠	٣٦	٣٢	٢٩	٢٥	٢١
68	٩٥	٩٠	٨٥	٨٠	٧٦	٧١	٦٧	٦٢	٥٨	٥٤	٥٠	٤٦	٤٢	٣٨	٣٤	٣١	٢٧	٢٣
70	٩٥	٩٠	٨٦	٨١	٧٧	٧٢	٦٨	٦٤	٥٩	٥٥	٥١	٤٨	٤٤	٤٠	٣٦	٣٣	٢٩	٢٥
72	٩٥	٩١	٨٦	٨٢	٧٧	٧٣	٦٩	٦٥	٦١	٥٧	٥٣	٤٩	٤٥	٤٢	٣٨	٣٤	٣١	٢٨
74	٩٥	٩١	٨٦	٨٢	٧٨	٧٤	٦٩	٦٥	٦١	٥٨	٥٤	٥٠	٤٧	٤٣	٣٩	٣٦	٣٣	٢٩
76	٩٦	٩١	٨٧	٨٢	٧٨	٧٤	٧٠	٦٦	٦٢	٥٩	٥٥	٥١	٤٨	٤٤	٤١	٣٨	٣٤	٣١
78	٩٦	٩١	٨٧	٨٣	٧٩	٧٥	٧١	٦٧	٦٣	٦٠	٥٦	٥٣	٤٩	٤٦	٤٣	٣٩	٣٦	٣٣
80	٩٦	٩١	٨٧	٨٣	٧٩	٧٥	٧٢	٦٨	٦٤	٦١	٥٧	٥٤	٥٠	٤٧	٤٤	٤١	٣٨	٣٥
82	٩٦	٩٢	٨٨	٨٤	٨٠	٧٦	٧٢	٦٩	٦٥	٦١	٥٨	٥٥	٥١	٤٨	٤٥	٤٢	٣٩	٣٦
84	٩٦	٩٢	٨٨	٨٤	٨٠	٧٦	٧٣	٦٩	٦٦	٦٢	٥٩	٥٦	٥٣	٤٩	٤٦	٤٣	٤٠	٣٧
86	٩٦	٩٢	٨٨	٨٤	٨١	٧٧	٧٣	٧٠	٦٦	٦٣	٦٠	٥٧	٥٣	٥٠	٤٧	٤٤	٤٢	٣٩
88	٩٦	٩٢	٨٨	٨٥	٨١	٧٧	٧٤	٧٠	٦٧	٦٤	٦١	٥٧	٥٤	٥١	٤٨	٤٦	٤٣	٤٠
90	٩٦	٩٢	٨٩	٨٥	٨١	٧٨	٧٤	٧١	٦٨	٦٥	٦١	٥٨	٥٥	٥٢	٤٩	٤٧	٤٤	٤١
92	٩٦	٩٢	٨٩	٨٥	٨٢	٧٨	٧٥	٧٢	٦٨	٦٥	٦٢	٥٩	٥٦	٥٣	٥٠	٤٨	٤٥	٤٢
94	٩٦	٩٣	٨٩	٨٥	٨٢	٧٩	٧٥	٧٢	٦٩	٦٦	٦٣	٦٠	٥٧	٥٤	٥١	٤٩	٤٦	٤٣
96	٩٦	٩٣	٨٩	٨٦	٨٢	٧٩	٧٦	٧٣	٦٩	٦٦	٦٣	٦١	٥٨	٥٥	٥٢	٥٠	٤٧	٤٤

٥-٤ التكاثف Condensation

التكاثف عكس التبخر, فهو تحول بخار الماء من الحالة الغازية إلى الحالة السائلة, حيث إن بخار الماء إذا ما برد فانه يبدأ بالتكاثف. التبخر يحتاج للحرارة كطاقة تحول الماء إلى بخار ماء, وتبقى هذه الطاقة كامنة فيه أي جزء منة مادام باقياً في الحالة الغازية. وفي حالة التكاثف فان بخار الماء يجب أن يفقد الطاقة التي اكتسبها (الطاقة الكامنة) ليعود إلى الحالة السائلة. الجدول ٥-٤ يوضح كمية الطاقة المكتسبة أو المحررة بالسعره لتحول غرام من الماء.

جدول ٥-٤: كمية الطاقة المكتسبة أو المحررة بالسعره لتحول غرام من الماء.

الحالة	عدد السعرات المكتسبة	عدد السعرات المحررة
ثلج إلى ماء	٨٠	
ماء إلى بخار ماء	٥٨٠	
بخار ماء إلى ماء		٥٨٠
ماء إلى ثلج		٨٠
ثلج إلى بخار ماء	٦٦٠	
بخار ماء إلى ثلج		٦٦٠

يلاحظ من الجدول أن الماء يخزن طاقة مقدارها ٨٠ سعرة في كل غرام من الماء يتحول من الحالة الصلبة (الثلج) إلى الحالة السائلة (الماء) الذوبان Melting. بينما يخزن ٥٨٠ سعرة عندما يتبخر Evaporation. أما إذا تحول الثلج مباشرة إلى بخار ماء من دون المرور بالحالة السائلة (التسامي) Sublimation, فانه يخزن ٦٦٠ سعرة. وفي حالة العكس فان بخار الماء سيحرر نفس كمية الطاقة التي اكتسبها عندما يتحول من بخار إلى ماء في التكاثف Condensation, وكذلك الحال إذا تحول من ماء إلى ثلج في الانجماد Freezing أو من بخار ماء إلى ثلج في التسامي Sublimation.

وهنا لابد من التعرف على مصطلح جديد له علاقة بالتكاثف هو (درجة حرارة نقطة الندى) Dow Point Temperature. جزيء الماء عندما يصل إلى حالة الإشباع يقال عن حرارته انه في درجة حرارة نقطة الندى. لذلك تعرف حرارة نقطة الندى إنها درجة الحرارة التي تخفض إليها ذرة الماء – في ضغط جوي معين و ضغط بخار ماء معين –للوصول إلى حالة الإشباع. أو إنها درجة الحرارة لضغط بخار الماء الفعلي عندما تتساوى مع درجة حرارة ضغط بخار الماء في حالة الإشباع. بالعودة إلى الجدول ٥-١ فان هواء درجة حرارته ١٠ْم وضغط بخار الماء فيه ٧,٨ غرام, فانه في حالة إشباع, أي أن درجة حرارته هي

درجة حرارة نقطة الندى. إما إذا كانت درجة حرارة الهواء ٢٠°م وضغط بخار الماء فيه ٥ غرام لكل كيلو غرام هواء، فان الهواء يحتاج أن تخفض حرارته إلى درجة ٣,٥°م للوصول إلى حالة الإشباع، أي إلى درجة حرارة نقطة الندى. ولو خفضنا درجة الحرارة أكثر من ٣,٥°م فان الهواء سيحمل كمية من بخار الماء اكبر من قدرته على الحمل، وبذلك فان هذه الكمية الزائدة عن قدرة الهواء على الحمل ستتكاثف.

٥-٤-١ شروط التكاثف Condensation Conditions

يحتاج بخار الماء لكي يتكاثف أن تكون درجة حرارة الهواء هي درجة حرارة نقطة الندى. لذلك إذا كانت درجة حرارة الهواء أعلى من درجة حرارة نقطة الندى فانه يجب أن تخفض درجة حرارة الهواء إلى درجة حرارة نقطة الندى. والحقيقة إن هذا الشرط لوحدة غير كافٍ لكي تتم عملية التكاثف، فالتكاثف لا يتم بمجرد انخفاض درجة حرارة الهواء بل يحتاج إلى توفر شروط أخرى. هذه الشروط يجب توفرها معاً ونقص أي شرط منها يمنع عملية التكاثف من أن تتم. وفيما يأتي شروط التكاثف:

(١) انخفاض درجة حرارة الهواء إلى درجة حرارة نقطة الندى: لان الهواء له قدرة معينة على حمل بخار الماء (الجدول ٥-١)، فان كمية بخار الماء في الهواء إذا كانت اقل من قدرته على الحمل فان البخار يبقى معلقاً في الهواء ولا يتكاثف. في هذه الحالة فلكي يتم التكاثف لا بد من خفض درجة حرارة الهواء إلى حد يوصل بخار الماء فيه إلى حد الإشباع (أي إلى درجة حرارة نقطة الندى)، عندها تبدأ عملية التكاثف. فعندما تزيد كمية بخار الماء في الهواء عن قدرة الهواء على حمله فان الكمية الزائدة عن قدرة الهواء على الحمل سوف تتكاثف. وهناك طرق عديدة لخفض درجة حرارة الهواء، فإما أن يرفع الهواء لتنخفض حرارته، أو تأتي كتلة هوائية باردة لتخفض حرارته.

(٢) وجود نوويات التكاثف: نوويات التكاثف هي جزيئات صلبة صغيرة جداً معلقة في الهواء، مثل ذرات الدخان أو الأملاح أو ذرات التراب أو أية مواد صلبة أخرى. نوويات التكاثف تقسم إلى قسمين، فبعضها نشط والبعض الأخر خامل. النوويات النشطة قادرة على جذب بخار الماء، بينما الذرات الخاملة لا تجذب بخار الماء حتى يصطدم بها لتتم عملية التكاثف. نوويات التكاثف ضرورية جداً لإتمام عملية التكاثف، فلو برد الهواء إلى دون درجة حرارة نقطة الندى ولم تتوفر نوويات التكاثف فان بخار الماء لا يتكاثف. في هذه الحالة يطلق على الهواء بأنه هواء شديد التشبع ببخار الماء Supersaturated. إذا ما صادف مثل هذا الهواء بعض نوويات التكاثف فان بخار الماء فيه سرعان ما يتكاثف حولها. لذلك فان عملية الاستمطار تعتمد أصلاً على بث عدد كبير من نوويات التكاثف في الهواء لتحفز بخار الماء على التكاثف. قد تعمل الأجسام الكبيرة الباردة عمل نوويات التكاثف. فمثلاً جسم الطائرة الذي يمر بهواء شديد التشبع تتكاثف عليه بسرعة كمية من بخار الماء في الهواء. كما أن المقابض الحديدية أو العشب في الحديقة قد يعمل عمل نوويات التكاثف.

(٣) توفر بخار الماء: لا يتكاثف بخار الماء إذا لم يكن متوفراً في الهواء. فالهواء الجاف مهما برد أو توفرت له نوويات التكاثف فانه سوف لن ينتج عنة تكاثف. لذلك نجد إن التكاثف في الصحاري قليل جداً رغم توفر نوويات التكاثف، ورغم انخفاض درجة حرارة الهواء خاصة في الليل كثيراً. أما إذا كانت كمية بخار الماء في الهواء قليلة فان التكاثف يكون ضعيفاً كذلك وتظهر غيوم متفرقة في السماء. أما إذا توفر بخار الماء في الهواء بكميات كبيرة فان انخفاض بسيط لدرجة الحرارة يؤدي إلى تكاثفه إذا توفرت نوويات التكاثف، وتنتج عنة غيوم كثيفة.

٥-٤-٢ أشكال التكاثف Condensation Forms

للتكاثف أشكال عديدة، وتعتمد هذه الأشكال على الشروط التي تمت بها عملية تبريد الهواء. فإذا تم تبريد الهواء قرب سطح الأرض بالتوصيل أو بالإشعاع أو بوصول كتلة هوائية باردة إلى المنطقة، فان التكاثف سيتم قرب سطح الأرض، وتنتج عنه أشكال كالضباب والندى والصقيع. إما إذا تم تبريد الهواء برفعه إلى الأعلى بإحدى طرق التصعيد المعروفة للهواء، كالتصعيد بالتسخين، أو التصعيد بالجبهات، أو التصعيد بالتضاريس، فان التكاثف سيحصل في الأعلى وتنتج عنه الغيوم بأنواعها المختلفة والتي كذلك تعتمد على طريقة تصعيد الهواء. إن الأشكال المختلفة الناتجة عن التكاثف منها ما هو بسيط وعلى مساحة محدودة، كالندى والصقيع، ومنها ما هو على نطاق واسع كالغيوم والضباب. لذلك يأخذ التكاثف أشكال مختلفة، وسنناقش التكاثف بأشكاله المختلفة:

٥-٤-٢-١ التكاثف قرب سطح الأرض – الضباب، الندى، والصقيع Condensation Near Ground (Fog, Dew, Frost)

يحدث التكاثف قرب سطح الأرض عندما تبرد طبقة الهواء الملامسة للأرض إلى درجة حرارة نقطة الندى. وغالباً ما يكون التبريد ليلاً حيث تفقد الأرض الحرارة بالإشعاع. إما نهاراً فان غزو كتلة هوائية باردة للمنطقة سيؤدي إلى تبريد الهواء وحدوث عملية التكاثف. التكاثف قرب السطح غالباً ما يكون متواضعاً بسبب إن التبريد الحاصل ليس كبيراً وبذلك لا يتكاثف بخار الماء بكميات كبيرة، لذلك هو ظاهرة لا يعتمد عليها لرفد المنطقة بالماء. يختلف شكل التكاثف قرب السطح باختلاف طريقة تبريد الهواء، وأنواعه هي:

(١) الضباب Fog: ظاهرة مائية تحدث قرب سطح الأرض، وتنتج من تبريد الهواء بالطرق المختلفة لذلك تظهر لدينا أنواع مختلفة من الضباب. ويعرف

الضباب على انه قطيرات ماء صغيرة معلقة بالهواء قرب سطح الأرض. إما عملياً فان الضباب يسمى كذلك إذا تناقصت الرؤيا. وقياساً على الرؤيا فان الضباب يقسم إلى خفيف، ومتوسط وكثيف، وكثيف جداً. تتناقص الرؤيا في الضباب الكثيف جداً إلى اقل من ٣٠٠ متر، وفي الضباب الكثيف بين ٣٠٠-٥٠٠ متر، وفي المتوسط بين ٥٠٠ متر إلى ١ كيلو متر، إما الضباب الخفيف فالرؤيا لأكثر من كيلو متر.

يسبب الضباب الكثيف جداً عدداً من الحوادث، للسيارات والبواخر خاصة. كما يُصعب أو يمنع هبوط الطائرات في المطارات. ومن فوائده انه يقلل النتح من النباتات، ومن المسطحات المائية. ويحدث الضباب في الهواء الذي يحتوي على كمية كبيرة من بخار الماء، لذلك فهو ظاهرة تتكرر في المناطق القريبة من المسطحات المائية، والمناطق الرطبة الهواء. كما يحدث في المناطق الجافة ولكن بتكرار اقل، حيث تتوفر الرطوبة بكميات جيدة في ظروف معينة. والضباب أنواع بحسب فقدان الهواء لدرجة الحرارة، وأنواعه هي:

١- الضباب الإشعاعي: هو من اخف أنواع الضباب واقصرها عمراً. يحدث الضباب الإشعاعي ليلاً وعند الصباح الباكر. يشترط لتكون هذا النوع من الضباب أن تكون السماء صافية، حتى يستطيع الهواء ليلاً أن يفقد اكبر كمية من الحرارة بالإشعاع. فالسماء الغائمة تمنع فقدان الإشعاع مما يعيق تبريد الهواء. كما يشترط وجود هواء خفيف حتى تنتقل برودة الهواء لمسافة معينة في الهواء. ويشترط كذلك توفر كمية جيدة من بخار الماء في الهواء. بعد الغروب يبدأ سطح الأرض بفقدان الحرارة بالإشعاع، ويتعاظم هذا الفقدان بمرور الوقت، وبذلك يبرد الهواء القريب من سطح الأرض. فإذا كانت هناك كمية كبيرة من بخار الماء في الهواء فان فقدان بسيط للحرارة من الهواء ستوصل الهواء إلى درجة حرارة نقطة الندى. تبدأ عندها عملية التكاثف فتتعلق قطيرات صغيرة من الماء في الهواء. تتزايد كثافة الضباب بازدياد عدد قطرات الماء في

الهواء. وبعد شروق الشمس، فإن التسخين الذي يحصل عليه الهواء يؤدي إلى رفع قدرة الهواء على حمل بخار الماء مما يؤدي إلى تفتت الضباب بعد الشروق بعدة ساعات. هذا النوع من الضباب يكثر في الشتاء والخريف.

في المدن الصناعية يزداد تكرار هذا النوع من الضباب، لان الملوثات الموجودة في الجو توفر وسطاً ملائماً لتكون هذا النوع. فذرات الدخان التي تملئ الجو تصبح نوويات تكاثف جيدة لتكون هذا النوع من الضباب الذي يسمى ضبخان Smog. كما يظهر هذا النوع من الضباب يومياً في الوديان. حيث إن نسيم الجبل الليلي الذي يهبط إلى الوادي ليلياً يؤدي إلى خفض درجة حرارة الهواء مما يساعد على تكاثف بخار الماء في الهواء فيظهر الضباب الذي يسمى ضباب الوادي.

٢- الضباب التأفقي: من أكثف أنواع الضباب، كما انه يستمر لفترة طويلة، ويمكن أن يحدث ليلاً أو نهاراً، ويحدث فوق الماء أو اليابس. يحدث الضباب التأفقي عندما تمر كتلة هوائية دافئة رطبة فوق سطح مائي بارد أو سطح يابس بارد. تفقد الكتلة الهوائية الدافئة الرطبة حرارتها من الأسفل، مما يؤدي إلى تكاثف بخار الماء الموجود في الهواء فيتشكل الضباب. يكثر هذا النوع من الضباب فوق السواحل التي تمر بالقرب منها تيارات بحرية باردة، حيث يؤدي الماء البارد إلى فقدان حرارة الهواء من الأسفل. كما يحدث فوق اليابس المغطى غالباً بالجليد. قد يستمر هذا النوع من الضباب عدة أيام، وذلك اعتماداً على نشاط الكتلة الهوائية. كما يظهر هذا النوع من الضباب في مناطق التقاء التيارات البحرية الباردة بالتيارات البحرية الدافئة، مما يكون مناطق ضباب دائم.

٣- ضباب البخار: وهو ضباب ينتشر فوق المسطحات المائية أو فوق الأرض الشديدة الرطوبة. فعندما يتحرك هواء بارد جاف فوق سطح مائي أو سطح يابس أدفئ منه فان بخار الماء المتصاعد من هذا السطح سيؤدي إلى تشبع الهواء البارد ببخار الماء بسرعة، مما يؤدي إلى ظهور الضباب. وهذا

النوع من الضباب لا يعتمد على تبريد الهواء بل يعتمد على إضافة بخار الماء إلى الهواء البارد.

يمكن أن يظهر الضباب مرافقاً للجبهات الهوائية الدافئة والباردة خاصة على التلال والمناطق المرتفعة. كما يمكن أن يظهر الضباب على السهول ذات الارتفاع التدريجي. يكثر تكرار الضباب فوق سواحل المحيطات ذات التيارات البحرية, ويقل الضباب في المناطق الجافة وفي اليابس البعيد عن الماء.

(٢) الندى Dew: يحدث الندى في الصباح الباكر, حيث يبدأ بالتشكل من منتصف الليل. يحتاج الندى إلى سماء صافية, هواء ساكن, وكمية لا بأس بها من بخار الماء. ففي ليالي الشتاء الطويلة يبرد سطح الأرض إشعاعياً, مما يؤدي إلى تبريد الهواء الملامس لسطح الأرض بالتوصيل. ولان الهواء ساكن فان التبريد ينحصر فقط بالطبقة الحدية الملامسة لسطح الأرض, وذلك لان الهواء رديء التوصيل. في هذه الحالة يبرد الهواء إلى دون درجة حرارة نقطة نداه وتبدأ عملية التكاثف. تعمل الأسطح الباردة مثل, مقابض الحديد وزجاج النوافذ والحشائش في الحدائق وأوراق الأشجار, عمل نوويات التكاثف فيتكاثف عليها الندى.

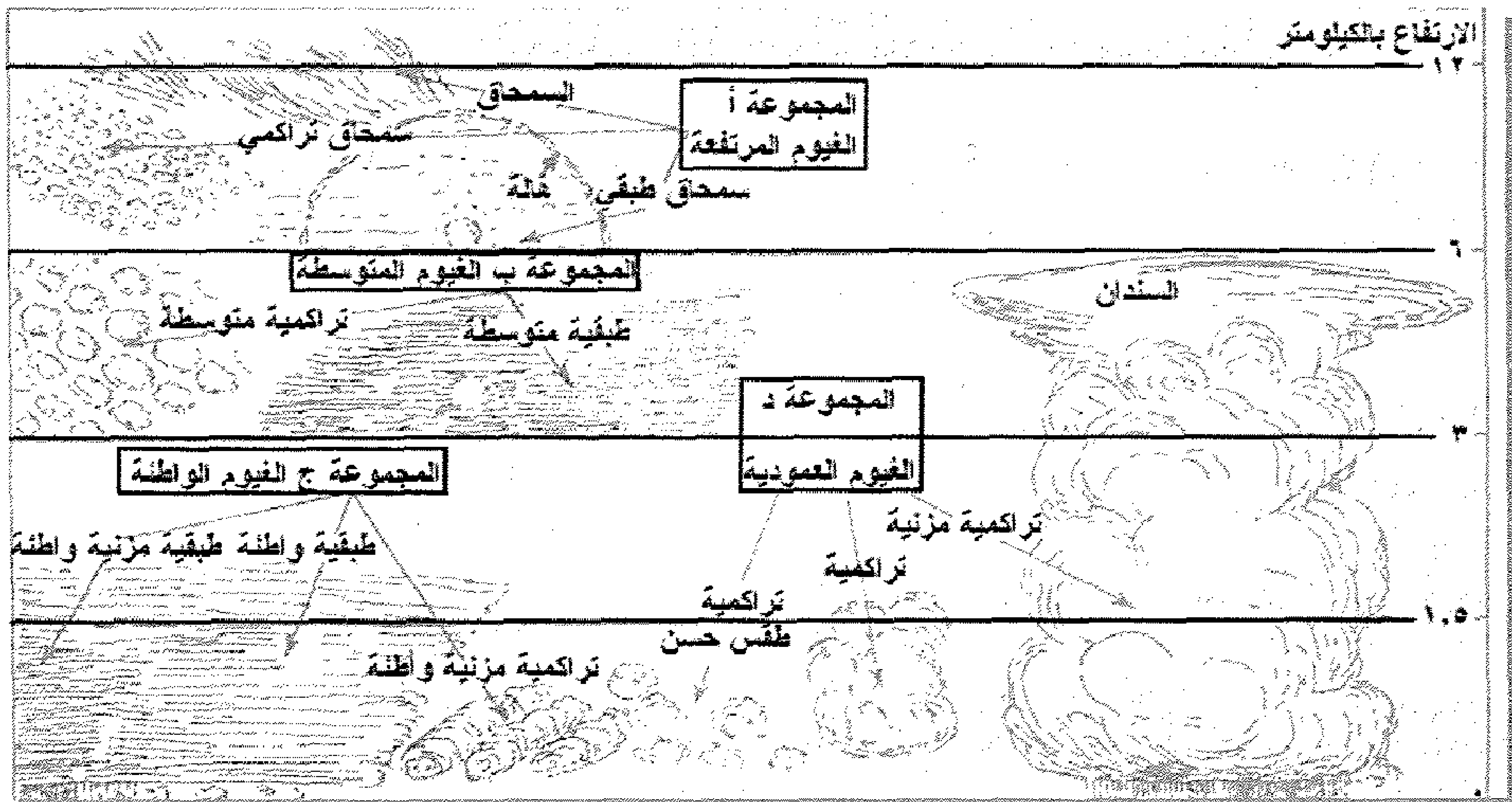
للندى فوائد مثل تقليل التبخر من التربة والنتح من الأشجار, كما يمكن أن يساهم في ري الأشجار إذا كانت كمياته كبيرة. فقد عمل الفلسطينيون القدامى على الاستفادة من الندى المتكون على جبال القدس في ري أشجار العنب خاصة صيفاً. فقد وضعوا صخور صماء ملساء بطريقة مائلة قرب جذور أشجار العنب, وعندما يتكون الندى فان سطح هذه الصخور يكون بارداً ليلاً مما يسمح بتكاثف قطرات الندى عليه. تسيل قطرات الندى من الصخور إلى التربة عند الجذور مما يعطي كمية من الماء لكل نبتة يقدر بأكثر من لتر ماء يومياً.

(٣) الصقيع Frost: يحدث الصقيع بنفس الطريقة التي يحدث بها الندى، وشروطه نفس الشروط. فهو يحتاج إلى سماء صافية، كمية جيدة من بخار الماء في الهواء، وهواء ساكن. الفرق الوحيد إن درجة حرارة الهواء تكون دون الصفر المؤوي، لذلك تتم عملية تسامي بدلاً من التكاثف. فعندما تصل درجة حرارة الهواء إلى دون درجة حرارة نقطة الندى، فان بخار الماء في الهواء عندما يلاقي جسم يتكاثف علية فانه يتسامى، أي يتحول إلى ثلج دون المرور بالحالة السائلة. تلتصق ذرات الثلج المتكونة بالتسامي بالنباتات، وقد تتكدس على أسلاك الكهرباء والتلفون فتسلط وزناً عليها مما قد يؤدي إلى تقطع هذه الأسلاك. كما انه قد يكون طبقة رقيقة على إسفلت الشوارع مما يكون خطراً شديداً على حركة السيارات. إن الصقيع يشكل خطراً كبيراً على الطرقات حيث لا يمكن لسواق المركبات أن يميزوه مما يؤدي إلى حوادث انزلاق للمركبات خطيرة جداً.

٥- ٤- ٢- ٢ التكاثف بعيدا عن السطح – الغيوم Condensation Above (Cloud)

الغيوم ظاهرة مائية تحدث بعيداً عن سطح الأرض. وهي عبارة عن قطرات ماء صغيرة أو ثلج معلقة بالهواء تتكتل على بعضها مكونة شكل يمكن رؤيته. والغيوم تعبر عن حالة الجو بشكل أو بأخر، لذلك على الذي يريد معرفة حالة الجو ليوم غد أن ينظر إلى الغيوم وان يعرف تعبيراتها. والغيوم أنواع مختلفة، ولكن يمكن تقسيمها إلى أربعة أنواع رئيسية حسب الارتفاع (الشكل ٥-٦). وتتكون الغيوم بطريقتين، إما أن يرتفع الهواء بإحدى طرق الارتفاع الثلاثة المعروفة فتتكون الغيوم الركامية بأنواعها، أو أن تصادف طبقة الهواء في الأعلى انخفاض في درجة الحرارة فتتكون الغيوم الطبقية بأنواعها. يوضح الشكل ٥-٦، كما الجدول ٥-٥، الأنواع المختلفة للغيوم. فالمجموعة (أ) تحتوي على الغيوم المرتفعة، والمجموعة (ب) تحتوي على مجموعة الغيوم المتوسطة، بينما المجموعة

(ج) تحتوي على الغيوم الواطئة. وأخيراً المجموعة (د) تحتوي على الغيوم العمودية الارتفاع.



الشكل ٥-٦

مخطط يبين أنواع الغيوم حسب الارتفاع.

تتكون الغيوم كما ذكرنا بسبب ارتفاع الهواء إلى الأعلى فيبرد اديباتيكياً. حيث أن الهواء الجاف يبرد درجة مؤوية واحدة لكل ١٠٠ متر ارتفاع. فالهواء الذي درجة حرارته مثلاً ٢٠ْم ويحمل ١٢.٨٣ غرام من بخار الماء يحتاج أن يبرد إلى درجة حرارة نقطة الندى ليتكاثف. ودرجة حرارة نقطة الندى لهواء يحمل ١٢.٨٣ غرام هي ١٥ْم. لذلك يجب أن تنخفض درجة الحرارة لهذا الهواء إلى ١٥ْم. وعلية فان ارتفاع الهواء في البداية سيخفض درجة حرارة الهواء درجة حرارة واحدة لكل ١٠٠ متر ارتفاع. وعندما يصل الهواء إلى ارتفاع ٥٠٠ متر سيصل الهواء إلى حالة الإشباع. عندها لو استمر الهواء بالارتفاع فان الهواء ستنخفض حرارته بدرجة اقل. حيث ستنخفض حرارة الهواء حسب قانون الهواء الرطب. أي ٠.٦ْم لكل ١٠٠ متر ارتفاع. والسبب في انخفاض درجة حرارة الهواء الصاعد في الهواء الرطب اقل من الهواء الجاف هو إن الهواء بعد أن يصل إلى حالة الإشباع فانه يبدأ بالتكاثف. وبخار الماء المتكاثف يطلق حرارة كامنة. وهذه الحرارة الكامنة ستضاف إلى الهواء مما يقلل من مستوى

انخفاض الحرارة. الحرارة الكامنة تساعد الهواء على الاستمرار بالتصاعد لأنه يجعله أدفئ من الهواء المجاور. لذلك فإذا توفرت نوويات التكاثف فان بخار الماء في الهواء سيبدأ بالتكاثف. الهواء المتصاعد يكون غيوم ركامية. والهواء يتصاعد بإحدى الطرق الثلاثة الآتية:

جدول ٥-٥: أنواع الغيوم حسب الارتفاع. ودلالة كل نوع بالنسبة للطقس المتوقع.

النوع/ الارتفاع	اسم ورمز الغيمة	صفاتها	تركيبها	احتمالات تغيير الطقس
الغيوم	سمحاق (Ci) Cirrus	طبقة رقيقة مرتفعة جدا لا تحجب ضوء الشمس	ثلج متبلور	ربما تشير إلى اقتراب عاصفة. الطقس القادم قد يكون ممطر
المرتفعة	سمحاق طبقي (Cs) Cirrostratus	غيوم تكون هالة لضوء الشمس. أكثر سمكاً من السمحاق	ثلج متبلور	العاصفة تقترب
من ٦١٠٠ إلى ١٨٢٩٠ متر	سمحاق ركامي (Cc) Cirrocumulus	قطع من الغيوم المرتفعة تغطي السماء. اسمك من السمحاق	ثلج متبلور	قد يكون اضطراب هوائي في الأعلى. أو احتمال عاصفة
الغيوم	ركامية متوسطة (Ac) Altocumulus	على شكل كرات القطن وتغطي جزء كبير من السماء	ثلج وماء	قد يعقبها تساقط مستمر للمطر أو الثلج
المتوسطة من ١٩٨٠ – ٧٦٢٠ متر	طبقية متوسطة Altostratus (As)	غطاء كامل للسماء يتراوح بين الخفيف والسميك. ليس فيه فتحات	ماء وثلج	المطر أو الثلج على وشك السقوط
الغيوم	طبقية ركامية (Sc) Stratocumulus	كرات كثيفة واطئة. منتشرة على كل السماء. قاعدتها متموجة. وارتفاعاتها غير منتظمة	ماء	احتمال سقوط الأمطار
الواطئة	طبقية (St) Stratus	تشبه الضباب العالي طبقي الشكل قاعدتها منتظمة	ماء	قد ينتج عنها تساقط رذاذ
قرب الأرض إلى ١٩٨٠م	طبقية مزنية(Ns) Nimbostratus	واطئة تغطي السماء رمادية داكنة	ماء أو بلورات ثلج	مطر أو ثلج مستمر التساقط
الغيوم	ركامية (Cu) Cumulus	مكورة مثل بكرات القطن قاعدتها مستقيمة وأعلاها مكور	ماء	طقس لطيف
العمودية قرب سطح الأرض – ٢٠٠٠ متر	ركامية مزنية (Cb) Cumulonimbus	رؤوس رعدية. قاعدتها مستقيمة. مكورة من الأعلى. راسها على شكل سندان	ثلج في الأعلى. ماء في الأسفل	هواء عاصف. مطر. بَرَد. عاصفة رعدية

(١) التصعيد التضاريسي: عندما يصطدم الهواء بالتضاريس فانه يرتفع ميكانيكياً، حتى وان كانت درجة حرارته لا تساعد على ارتفاعه. نوع الغيوم التي يكونها التصعيد التضاريسي هي من الأنواع الركامية.

(٢) التصعيد الإعصاري: عندما يلتقي هواء حار بهواء بارد تتكون جبهة، حيث يبقى الهواء البارد الثقيل في الأسفل، بينما يتسلق الهواء الدافئ إلى الأعلى. ويصعد الهواء الدافئ على سطح مائل الذي هو سطح الجبهة، لذلك تكون الغيوم الجبهوية طبقية في الغالب.

(٣) التصعيد الحراري: عندما تسخن بقعة من سطح الأرض أكثر مما يجاورها فان الهواء فوقها يسخن أكثر من الهواء المجاور، مما يجعله اخف وزناً فيطفو مرتفعاً إلى الأعلى. تصعيد الهواء بالتسخين يكون عمودياً فيؤدي إلى تكون غيوم ركامية، وغالباً من نوع الغيوم العمودية.

الهواء يحمل قطرات الماء أو الثلج المتكاثف لأنها اقل منه وزناً، فقطرة الماء أو الثلج تتكون من ٤-٥ مليون ذرة بخار ماء، بينما قطرات الماء أو الثلج يكون حجمها في الغيمة بين ٢-٣٠ ميكرومتر. وتحتوي الغيمة على ١٠-٣٠٠ ذرة من الماء أو الثلج لكل مللتر. بينما الحجم الكلي للماء في الغيمة يتراوح بين ٠,١ غرام -٥ غرام لكل متر مكعب من الهواء.

كما إن الغيوم مختلفة التشكيل والحجم بسبب اختلاف كمية الماء فيها، فالغيوم الرقيقة تعني احتوائها على كميات قليلة من الماء والثلج، بينما الغيوم الكثيفة تعني كميات كبيرة من الماء. ولون الغيوم يدل على سمكها، فالماء القليل يكون شفافاً لضوء الشمس، بينما الماء الكثيف سيمتص و يعكس كميات كبيرة من الضوء مما لا يسمح بتخلله للغيمة فتبدو الغيمة داكنة من الأسفل. وفيما يأتي وصف لأنواع الغيوم.

أنواع الغيوم Clouds Kinds

تصنف الغيوم إلى أربعة مجاميع رئيسية, كل مجموعة تحتوي على أنواع ثانوية, وتكون الغيوم عشرة أنواع (انظر الشكل ٥-٦ والجدول ٥-٥). يعتمد التصنيف على ارتفاع الغيوم, لان الارتفاع يؤدي إلى اختلاف كمية الماء في الغيمة. كما إن كل صنف من الأصناف يحتوي على طبقية وركامية, وهذه الأنواع هي:

(١) الغيوم المرتفعة High Clouds: وهي غيوم رقيقة شديدة الارتفاع حيث يتراوح ارتفاعها بين ٦١٠٠-١٨٢٩٠ متر في العروض الاستوائية, إما في العروض الوسطى فتتراوح بين ٥٤٩٠-١٣٧٢٠ متر, إما في المناطق القطبية فهي بين ٣٠٥٠-٧٦٢٠ متر. جميع هذه الأنواع تتكون من بلورات ثلجية لان ارتفاعها يجعلها دائماً في منطقة تكون حرارتها دون الصفر المؤوي. وشفافية هذه الغيوم تعود إلى قلة توفر بخار الماء في هذه الارتفاعات, حيث إن بخار الماء المحمول بالهواء سوف يتكاثف في طريقة إلى الأعلى ولا تصل إلى هذه الارتفاعات إلا كمية قليلة منه. جميع هذه الغيوم غير ممطرة, ولكنها غالباً ما تكون مؤشر جيد على اقتراب طقس سيئ (الجدول ٥-٥). وتحتوي هذه المجموعة على ثلاثة أنواع من الغيوم هي:

(أ) غيوم السمحاق Cirrus: غيوم رقيقة لا تحجب ضوء الشمس وهي بيضاء كلياً, وتكون على ارتفاعات عالية. لا تغطي السماء بكاملها ولكنها قد تمتد إلى مسافة كيلومترات. كيفية تكون هذه الغيوم غير مفهوم تماماً, وأفضل تفسير لتكونها يشير إلى أنها تتكون في هواء جاف بطيء التصاعد. ولان الهواء جاف فانه يحتاج إلى الارتفاع كثيراً ليصل إلى مستوى التكاثف. عندما يصل الهواء إلى حالة الإشباع, تبدأ البلورات الثلجية بالتكون. استمرار عملية التكون تحتم كبر حجم هذه البلورات لأنها ستصبح جاذبة لذرات بخار الماء. عندها تبدأ عملية تساقط لهذه البلورات خلال الهواء المشبع على هذا الارتفاع فيكبر

حجمها أكثر. عندما تغادر هذه البلورات أثناء تساقطها الهواء المشبع وتدخل إلى الهواء الجاف، فإنها سرعان ما تتبخر، لذلك لا تصل إلى سطح الأرض. لذلك يظهر شكلها على شكل ذيول طويلة (الشكل ٥-٧).



الشكل ٥-٧

غيوم السمحاق تبدو على شكل ذيول.

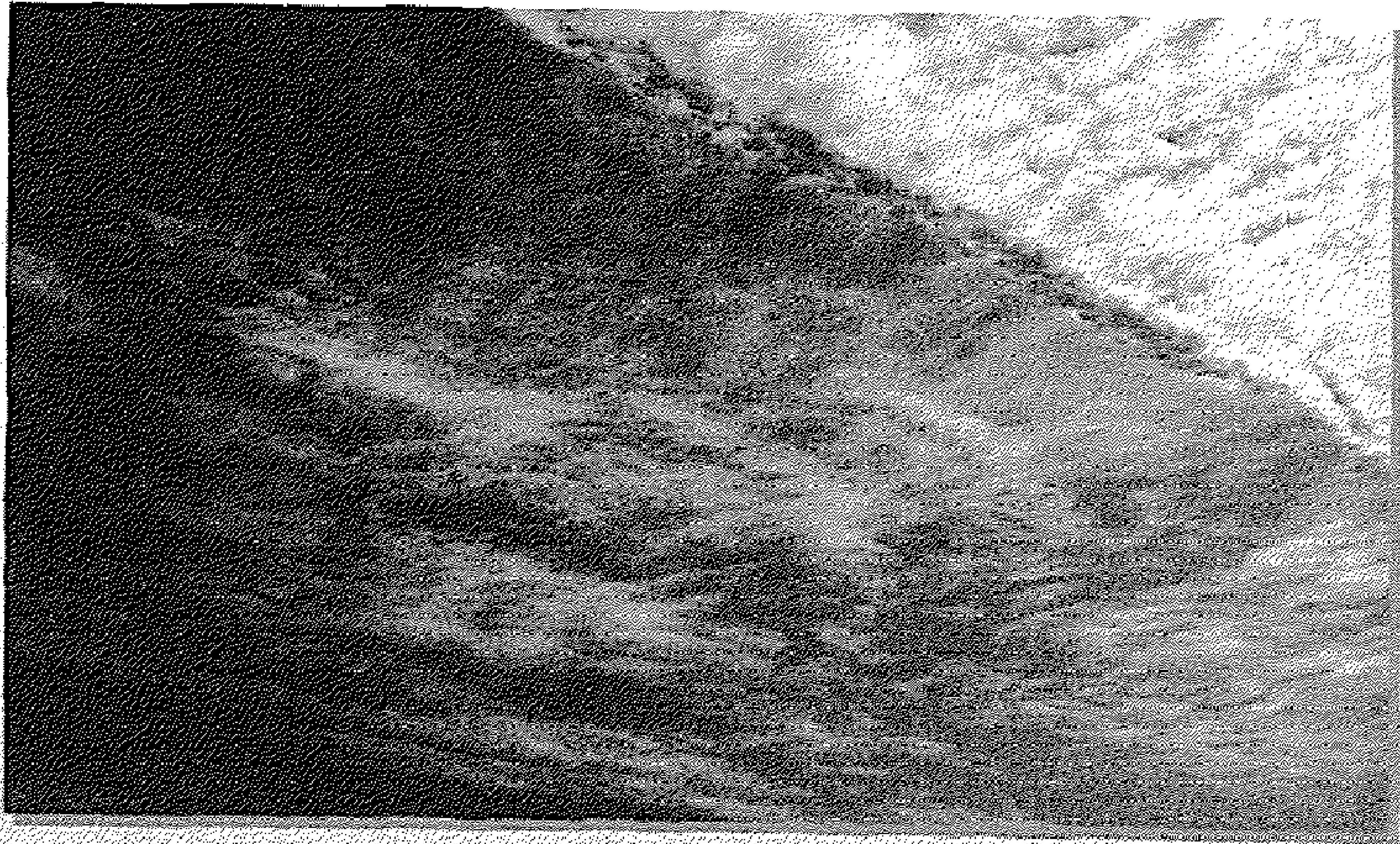
(ب) غيوم السمحاق الطبقي **Cirrostratus**: عبارة عن غيوم رقيقة تنتشر على شكل طبقة ولكنها لا تكون ظل، ولكنها تعطي السماء لون حليبي. تكون هذه الغيوم هالة حول القمر أو الشمس (الشكل ٥-٨). يقال في التراث الشعبي العربي عندما تظهر الهالة ليلاً حول القمر فان القمر عازم (أي لديه وليمة). وهذا يعني إن الطقس القادم سيشهد سقوط أمطار. تتكون هذه الغيوم في نهاية الهواء المتصاعد على طول جبهة هوائية، ولان الجبهة مائلة فان تصاعد الهواء يكون بطيئاً، لذلك غالباً ما يعقب ظهور هذه الغيوم وصول غيوم ممطرة. كما تتكون هذه الغيوم عندما يتكون في الأعلى حالة تلاقي هواء Convergence.



الشكل ٥-٨

غيوم السمحاق الطبقي وتظهر الهالة حول الشمس.

(ج) غيوم السمحاق الركامي **Cirrocumulus**: غيوم أكثر سمكاً من الأنواع الأخرى من غيوم السمحاق. تبدو في السماء على شكل كرات قطنية صغيرة متقاربة. اقل تكراراً من الأنواع الأخرى، وظهورها يشير إلى وجود حركة اضطرابية للهواء في الطبقات العليا. فالدوامات في الهواء العلوي يكون هذا النوع من الغيوم، فارتفاع الهواء إلى الأعلى يكون الغيوم، بينما الهواء الهابط يكون سماء صافية ضمن الغيوم نفسها (الشكل ٥-٩).



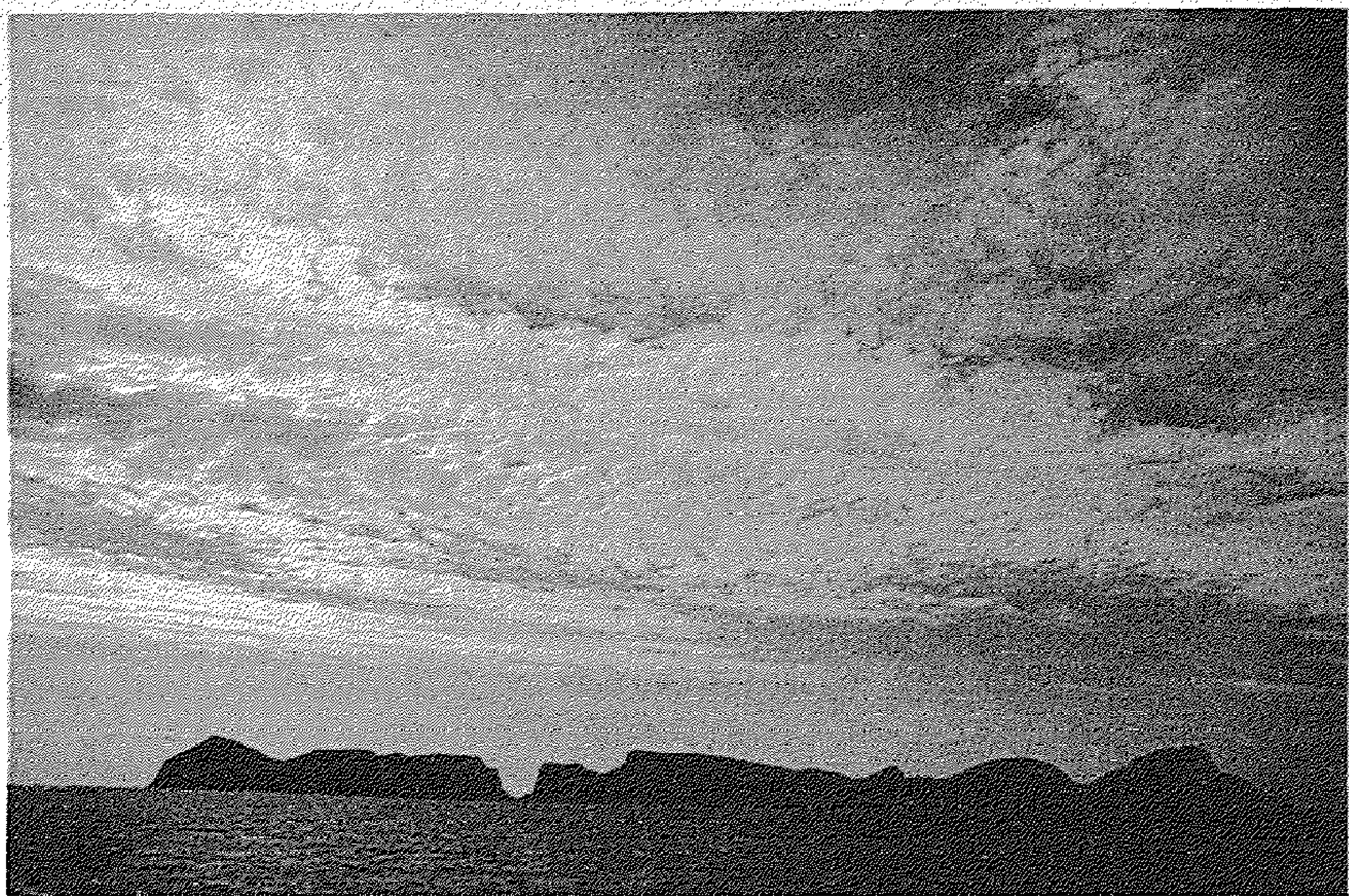
الشكل ٥-٩

غيوم السمحاق الركامية.

(٢) الغيوم المتوسطة Middle Clouds: اسمك من غيوم السمحاق، لان بخار الماء ضمن الارتفاعات التي تتكون فيها أكثر توفراً. ترتفع بين ١٩٨٠-٧٦٢٠ متر فوق المناطق الاستوائية، وتصل إلى ٥٤٩٠ متر في العروض الوسطى، وفوق القطب إلى ٣٩٦٠ متر. وتتضمن هذه المجموعة نوعين هما:

(أ) الغيوم الركامية المتوسطة Altocumulus: غيوم سميكة نوعا ما قياسا بغيوم السمحاق. لذلك فان هذا النوع من الغيوم يكون ظلا على الأرض. تتكون من خلايا أو كرات، وهي متموجة الشكل (انظر الشكل ٥-١٠). لون هذه الغيوم يتراوح بين الأبيض الناصع إلى الرمادي الغامق. مكونات هذه الغيوم من الماء، وعندما يكون ارتفاعها شديداً فان الماء يتجمد ويتحول إلى ثلج. تتكون هذه الغيوم بسبب الرفع الكامل للهواء الدافئ بواسطة الهواء البارد (هواء دافئ مرفوع بواسطة الجبهة). كما يمكن أن تظهر إذا كان رفع الهواء بواسطة الجبال يكون على شكل تموجي. يعتقد إن سبب تموج هذا النوع من الغيوم يعود إلى فقدان الطاقة من أعلى الغيوم على شكل أمواج طويلة Long wave radiation. هذا النوع من الغيوم غير ممطر، لكنة قد يشير إلى سقوط أمطار مستمر بعد فترة من غيوم تعقبها (الجدول ٥-٥).

(ب) الغيوم الطبقية المتوسطة Altostratus: تتكون هذه الغيوم من قطرات ماء، ويميل لونها إلى الأزرق أو الرمادي أو الأبيض المزرق. هذه الغيوم ارق من الركامية، لذلك فهي لا تحجب ضوء الشمس تماماً، بل يمكن رؤية قرص الشمس من خلالها (الشكل ٥-١١). لا تؤثر على هذه الغيوم التأثيرات الأرضية، بل شكلها ربما كلياً بسبب ما يحدث في طبقات الجو العليا. ربما الماء في هذه الغيوم كان متجمداً عند التشكيل، ثم ذاب بعد ذلك. تتكون هذه الغيوم من رفع كامل للهواء الدافئ فوق الهواء البارد عند تشكل الجبهة الهوائية. هذه الغيوم غير مطيرة، ولكنها قد تشير إلى سقوط وشيك للأمطار أو الثلوج.



الشكل ٥-١٠

غيوم ركامية متوسطة.

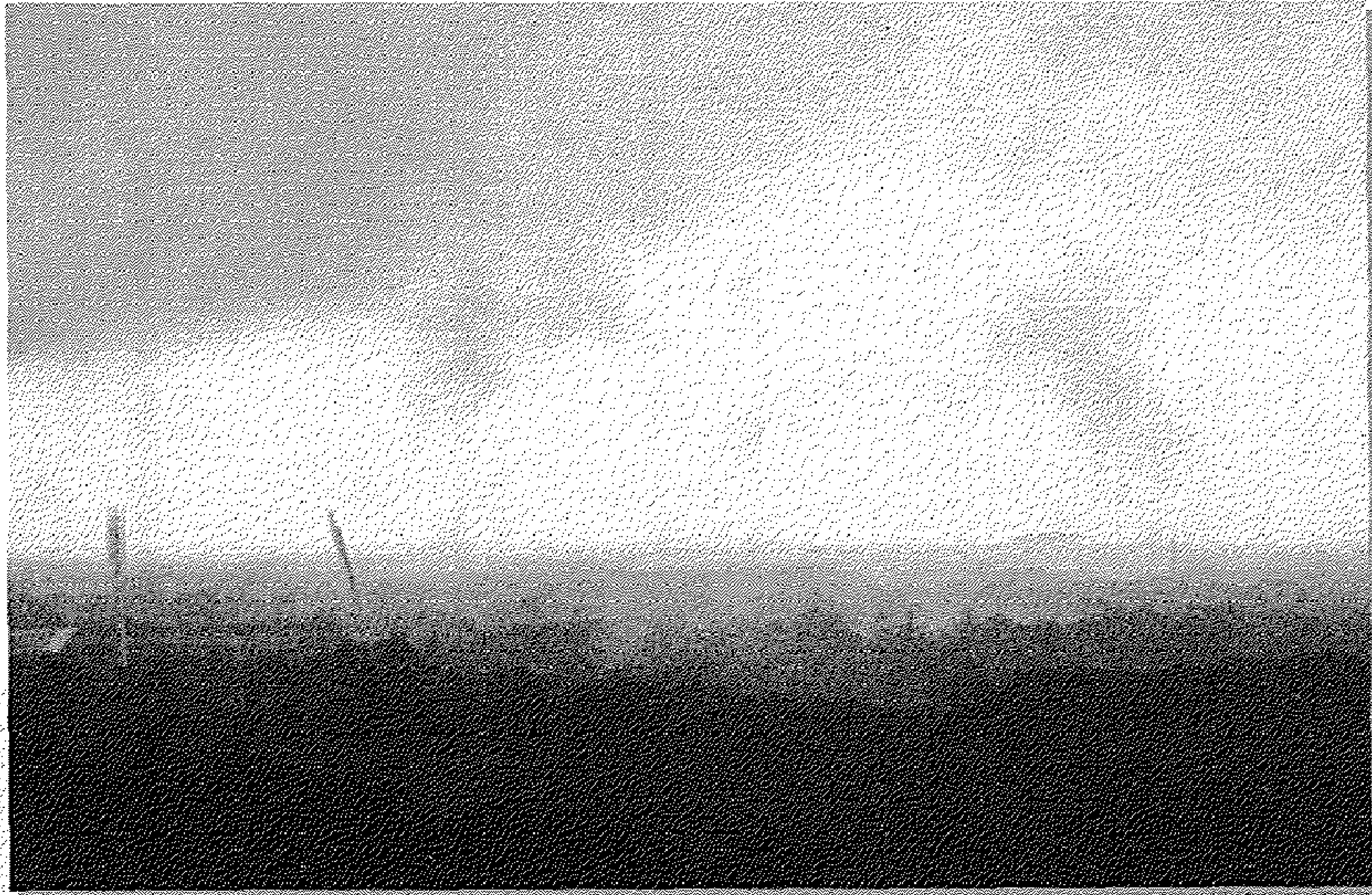


الشكل ٥-١١

غيوم طبقية متوسطة.

(٣) الغيوم الواطئة Low Clouds: في كل العروض يتراوح ارتفاع الغيوم الواطئة من قرب الأرض إلى ١٩٨٠ متر. سمك هذه الغيوم يكون كبيراً, لان بخار الماء في الهواء هنا كبيراً جداً. تحجب ضوء الشمس كليا, كما إنها جميعاً يمكن أن تكون ممطرة بشكل أو بأخر. هذا النوع من الغيوم يغطي السماء كليا, لذلك ينعدم وصول الإشعاع الشمسي المباشر. ويبقى الإشعاع المشتت أو الذي يصل إلى الأرض, مما يجعل مدى الرؤيا ضعيفاً. يمكن أن تكون هذه الغيوم قريبة جداً من سطح الأرض بحيث يقال عنها ضباب مرتفع. تحتوي هذه العائلة على ثلاثة أنواع.

(أ) الغيوم الطبقية الركامية Stratocumulus: تظهر هذه الغيوم على شكل كرات أو قطع في السماء, ويميل لونها إلى الرمادي. تتكون عادة من صفوف طويلة من الغيوم التي تغطي كل السماء أو معظمة (الشكل ٥-١٢). تتكون هذه الغيوم أحيانا من تحول الغيوم الطبقية إلى طبقية ركامية. فالغيوم الطبقية عندما تفقد الحرارة من أعلى طبقة الغيوم فان أعلى الطبقة يصبح مستقراً بينما مازال داخل الغيمة غير مستقر. التزاوج بين حالة الاستقرار وحالة عدم الاستقرار تؤدي إلى ظهور الشكل المتموج للغيوم مما يقال إنها تحولت من طبقية إلى طبقية ركامية.



الشكل ٥-١٢

غيوم طبقية ركامية واطئة

كما يمكن أن تظهر هذه الغيوم من انتشار الغيوم الركامية cumulus وتحولها إلى هذا النوع. وهناك سببان مختلفان يؤديان إلى تحول الغيوم الركامية إلى غيوم طبقية ركامية واطئة. أول هذه الأسباب هو أن غروب الشمس سيفقد الطاقة التي تزود الغيوم الركامية بالتيار الهوائي الصاعد، مما يؤدي إلى فقدان الطاقة الدافعة للهواء إلى الأعلى. هذه الحالة تؤدي إلى تحرك الهواء إلى الجوانب مما يعطي الشكل المنتشر للغيوم. إما السبب الثاني، فهو ظهور منطقة انقلاب حراري فوق هذه الغيوم. فعندما توجد منطقة انقلاب حراري فوق غيوم الركام، فان هذا يعني منع الغيمة من التطور عن طريق منع الهواء أو التيار الصاعد فيها من الاستمرار في الصعود. لذلك ولما كان هناك دفع مستمر للهواء من الأسفل، فان هذا الهواء سيضطر للتحرك إلى الجوانب، مما يؤدي إلى انتشار الغيوم وتحول غيمة الركام إلى غيوم طبقية ركامية واطئة. قد يتساقط الثلج أو المطر من هذه الغيوم، إلا إن ذلك في حالات قليلة.

(ب) الغيوم الطبقية Stratus: غيوم تشبه الضباب لا شكل محدد لها. رمادية اللون وتغطي معظم السماء (الشكل ٥-١٣). يطلق الاسم عليها لأنها قريبة جداً من سطح الأرض، كما إنها تشبه الضباب المرتفع. يمكن لهذا النوع من الغيوم أن يتكون بعدة طرق. فقد تتكون هذه الغيوم عند رفع هواء رطب بالاضطرابات إلى الأعلى، فعندها سوف يتكاثف الهواء على ارتفاع ٥٠٠ متر. هذه الطريقة للتكاثف لا تسمح بتكون طبقات في الغيمة. الطريقة الثانية لتكون هذا النوع من الغيوم هي أن يتحرك هواء دافئ رطب باتجاه ساحل مرتفع، كما في كورنول، انكلترا. كما يمكن أن تتكون إذا رفع هواء رطب تضاريسياً، وأخيراً يمكنها من التكون في حالة تغلغل هواء دافئ مشبع بالرطوبة إلى الأودية الجبلية حيث يبرد ويتكاثف بخار الماء فيه فيغطي الوادي بطبقة من الغيوم الطبقية الواطئة. هذا النوع من الغيوم يمكن أن يسقط منة الرذاذ.

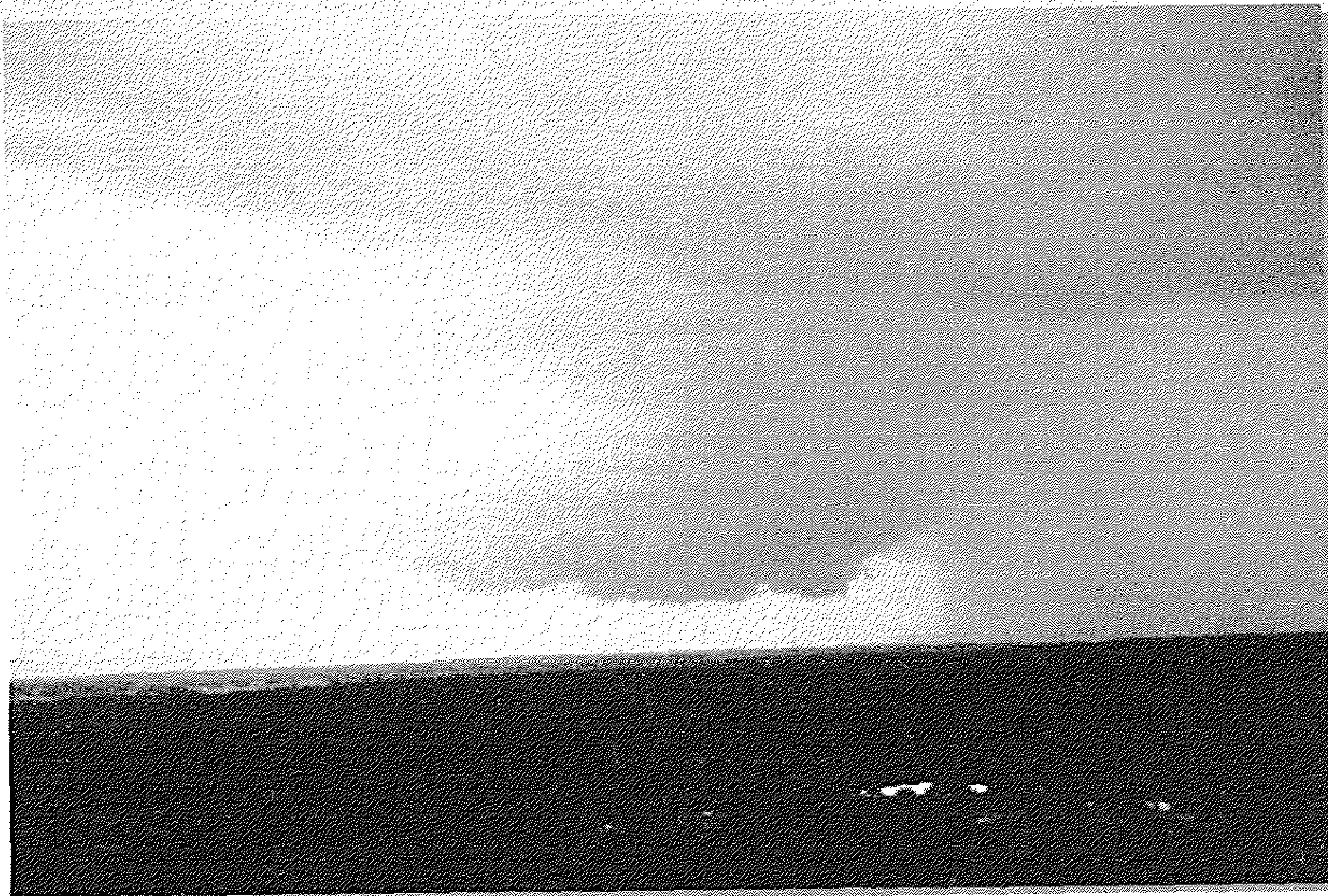


الشكل ٥-١٣

غيوم طبقية واطئة.

(ج) الغيوم المزنية الطبقية **Nimbostratus**: غيوم سميكة جدا وتغطي السماء كاملاً. لونها داكن إشارة إلى سمكها الكبير. ولونها يميل إلى الرمادي الداكن. ليس لها شكل محدد ولا طبقات واضحة (الشكل ٥-١٤). غيوم مطيرة لذلك أضيف إلى اسمها كلمة مزنية. والمزن بالعربي هي الغيوم المطيرة. أمطارها أو ثلوجها مستمرة، لذلك دائماً أسفل هذه الغيوم جو رطب وماء من استمرارية الأمطار التي تسقط منها. تأتي هذه الغيوم غالباً مع الغيوم المتوسطة الارتفاع، ولكن عندما تأتي هذه الغيوم مع الغيوم المتوسطة فان هناك دائماً منطقة عازلة بين النوعيين من الغيوم. في العروض الوسطى دائماً تصاحب هذه الغيوم المنخفضات الجوية.

(٤) الغيوم العمودية **Vertical Clouds**: قاعدة هذه الغيوم مقارب لقاعدة الغيوم الواطئة، أو قريب من سطح الأرض. بينما ترتفع إلى ارتفاعات اكبر من غيوم السمحاق، حيث تصل في ارتفاعها إلى ١٩٨٠٠ متر، أي إلى حدود التروبوبوز. تحتوي هذه المجموعة على نوعين من الغيوم.



الشكل ٥-١٤

غيوم مزنية طبقية واطئة.

(أ) الغيوم الركامية **Cumulus**: تتكون من تصاعد الهواء الحار الناتج من التسخين لسطح الأرض. فبعد شروق الشمس تبدأ عملية التسخين لسطح الأرض مما يؤدي إلى تسخين الهواء فوقها. لذلك يبدأ الهواء الحار بالارتفاع إلى الأعلى. وفي سماء صافية مع كمية جيدة من بخار الماء في الهواء، فان الغيوم الركامية ستبدأ بالظهور مثل حبة الذرة التي تتحول إلى فشار (شامية) (الشكل ٥-١٥). فالهواء المتصاعد تبدأ كميات من بخار الماء فيه بالتحول إلى قطرات ماء، لذلك ستظهر على شكل غيوم بيضاء في السماء وتبدأ بالنمو. هذا النوع من الغيوم يموت بالسرعة التي ينمو فيها، فالدورة العامة لحياة هذا النوع من الغيوم قصيرة لا تتعدى أل ٢٠ دقيقة. عملية التكاثف في الغيمة تؤدي إلى إطلاق الهواء لحرارته الكامنة، مما يضيف طاقة جديدة للهواء تساعده على الاستمرار في الارتفاع، في حين إن تبخر قطرات الماء تأخذ كميات من الطاقة من الهواء مما يؤدي إلى تيارات هوائية هابطة.

الغيوم الركامية تكون قاعدتها من الأسفل منتظمة وبنفس ارتفاع الغيوم الأخرى من نفس النوع, لان مستوى التكاثف واحد مما يجعل قواعد جميع الغيوم متساوية. في حالات أن يكون سطح الأرض رطب جداً, أو هناك ارض غير مستوية كوجود انحدارات فيها, فان قاعدة الغيوم الركامية لا تكون متساوية. إما أعلى الغيوم فإنها مدببة ومتباينة في ارتفاعها وذلك اعتماداً على كمية بخار الماء في الهواء الصاعد, وسماح الحالة الجوية للهواء بالصعود. كما قد تظهر الغيوم الركامية على شكل خط متواصل من الغيوم الركامية باتجاه الرياح تفصل بين غيمة وأخرى فواصل لسماء صافية, في هذه الحالة تسمى الفواصل شوارع الغيوم Cloud streets.

إن رفع الهواء بالتسخين يؤدي إلى تكون الغيوم كما أسلفنا, وتبخر الماء من الغيوم يبرد الهواء فيدفعه للهبوط مما يسمح بتكون شوارع الغيوم. لذلك نرى إن الغيوم الركامية في شوارع الغيوم تتبخر بسرعة كبيرة جداً لتسمح لشوارع الغيوم أن تستمر, وإلا فان الغيوم سوف تنتشر إلى الجوانب وتتحول إلى غيوم طبقية ركامية. شوارع الغيوم مألوفة جداً فوق المحيطات. هذا النوع من الغيوم غير مطير, وغالباً ما يشير إلى طقس معتدل ليس فيه اضطرابات.

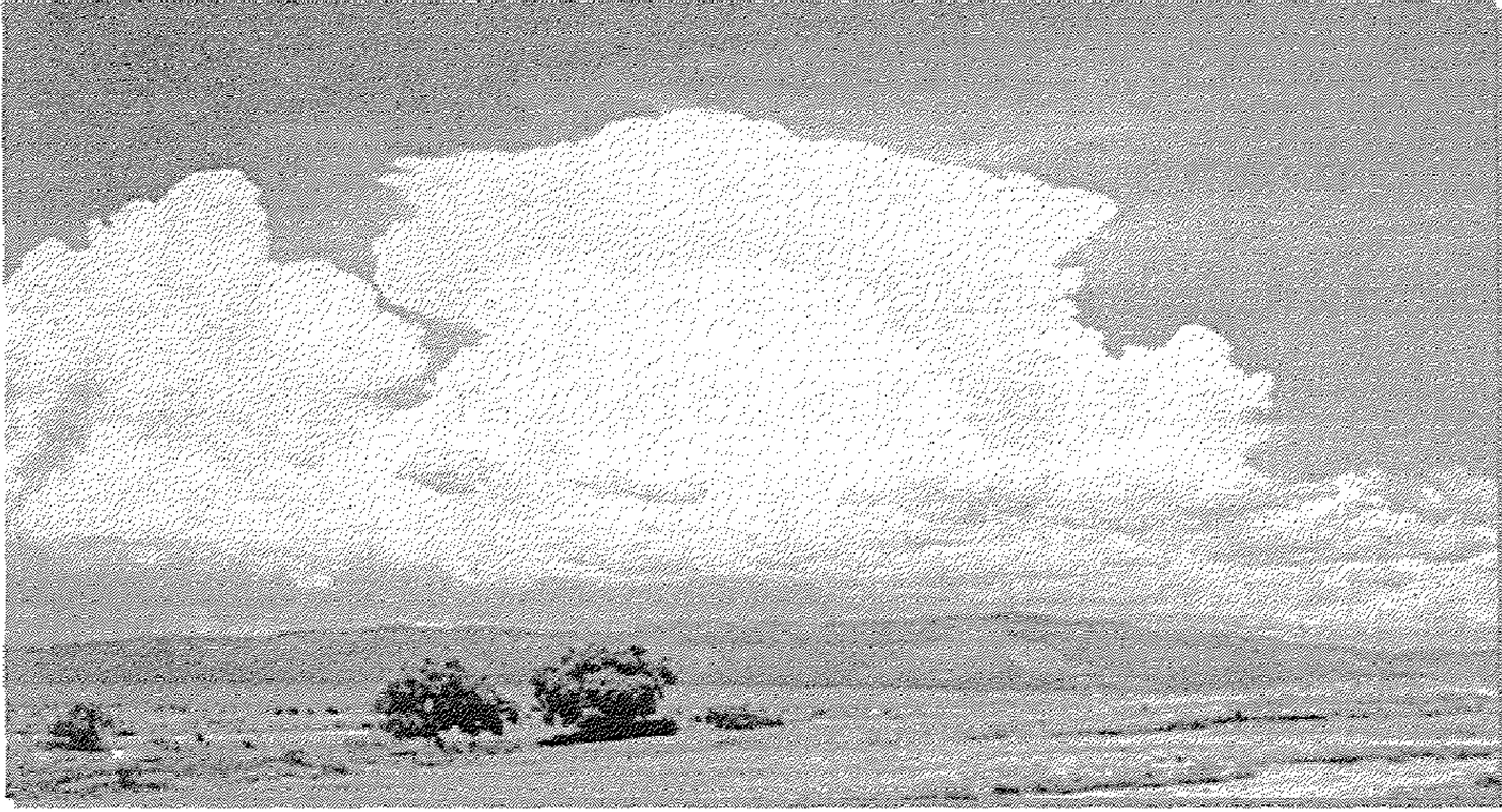


الشكل ٥-١٥

غيوم ركامية عمودية تشير إلى جو معتدل.

(ب) غيوم ركامية مزنية Cumulonimbus: غيوم ضخمة برجيه وتعتبر من أضخم أنواع الغيوم التي تظهر في السماء. فالغيوم الركامية عندما تتطور أي يصل أعلى الغيمة إلى منطقة الانجماد فإنها تتغير بالشكل والأداء لذلك تصبح غيمة ركامية مزنية، والمزنية هنا إشارة إلى إمكانية سقوط الأمطار منها. تتكون الغيمة من جزئيين الأسفل فيه ماء والأعلى فيه بلورات ثلجية. كما يأخذ أعلى الغيمة شكل سندان حيث ينتشر مع حركة الهواء ويسمى رأس الرعد Thunderhead. وسبب ظهور هذا الشكل في أعلى الغيمة هو إن أعلى الغيمة يصل إلى حدود التروبوبوز، ولأنه طبقة انتقالية فانه لا يسمح للهواء بالاستمرار في الارتفاع، مما يؤدي إلى انتشار الهواء على الجوانب فيظهر انتشاراً جانبياً لشكل الغيوم في أعلى الغيمة.

يعتمد شكل الغيوم التراكمية المزنية على كمية الماء المتجمد في أعلى الغيمة. إن انجماد الماء في الغيمة يعتمد في سرعته على درجة حرارة الماء. فإذا كانت درجة الحرارة –٤٠°م أو اقل فان قطرات الماء في الغيمة تجمد بسرعة، إما إذا كانت درجة الحرارة حوالي –١٠°م فان انجماد الماء في الغيمة يكون بطيئاً. وحيث إن شكل الغيمة يعتمد على عدد القطرات التي انجمدت، فإذا كان عدد كبير من الذرات أنجمد وبحجم صغير فان الغيمة ستأخذ شكل الخيوط أو النسيج في مظهرها. إما رأس السندان في الغيمة فانه يتكون كما ذكرنا نتيجة اصطدام الهواء الصاعد بحاجز التروبوبوز الذي لا يسمح للهواء بالاستمرار في الصعود. المهم إذا كانت حركة الرياح سريعة في منطقة السندان فان رأس السندان سوف يستطيل مع حركة الهواء ويستمر في الظهور على مئات الكيلومترات. هذا النوع من الغيوم مطير وتصاحبه في أحيان كثيرة الرعد والبرق، وقد يؤدي إلى تساقط البرد. ولإلقاء الضوء على الطقس المصاحب لهذا النوع من الغيوم، نوضح فيما يأتي العواصف الرعدية التي غالباً ما تكون نتاج هذا النوع من الغيوم.



الشكل ٥-١٦

غيوم ركامية مزنية عمودية.

العواصف الرعدية Thunderstorms

ظاهرة مائية كهربائية يصاحبها برق ورعد يمكن أن تظهر في كل مكان ولكنها تتكرر كثيراً في بعض الأقاليم، كالإقليم الاستوائي وإقليم العروض الوسطى. الظاهرة تظهر كثيراً في الغيوم التراكمية المزنية Cumulonimbus غالباً، ويمكن أن تظهر في الغيوم الطبقية المزنية Nimbostratus ولكنها بتكرار اقل. كما إن تكرارها في الصيف اكبر من تكرارها في الشتاء، وذلك للتباين الكبير في درجة حرارة الهواء في هذه الفصول، وتكرارها في النهار اكبر من الليل، كما إنها تحدث بعد الظهر أو حتى ليلاً. أصل الظاهرة إذاً حراري، وعلية فإنها تظهر في أكثر مناطق الأرض حرارة، وفي أحر فصول العروض الوسطى، وفي أحر ساعات النهار. هناك شروط يجب أن تتوفر لتحدث الظاهرة:

(١) توفر هواء دافئ رطب غير مستقر، حيث يجب أن تزيد رطوبة الهواء عن ٧٥٪، وذلك لان تطور العاصفة يعتمد على الحرارة الكامنة التي يطلقها التكاثف. كما إن عدم استقرارية الهواء تدفعه للتصاعد إلى المستوى الذي يسمح بتكون العاصفة.

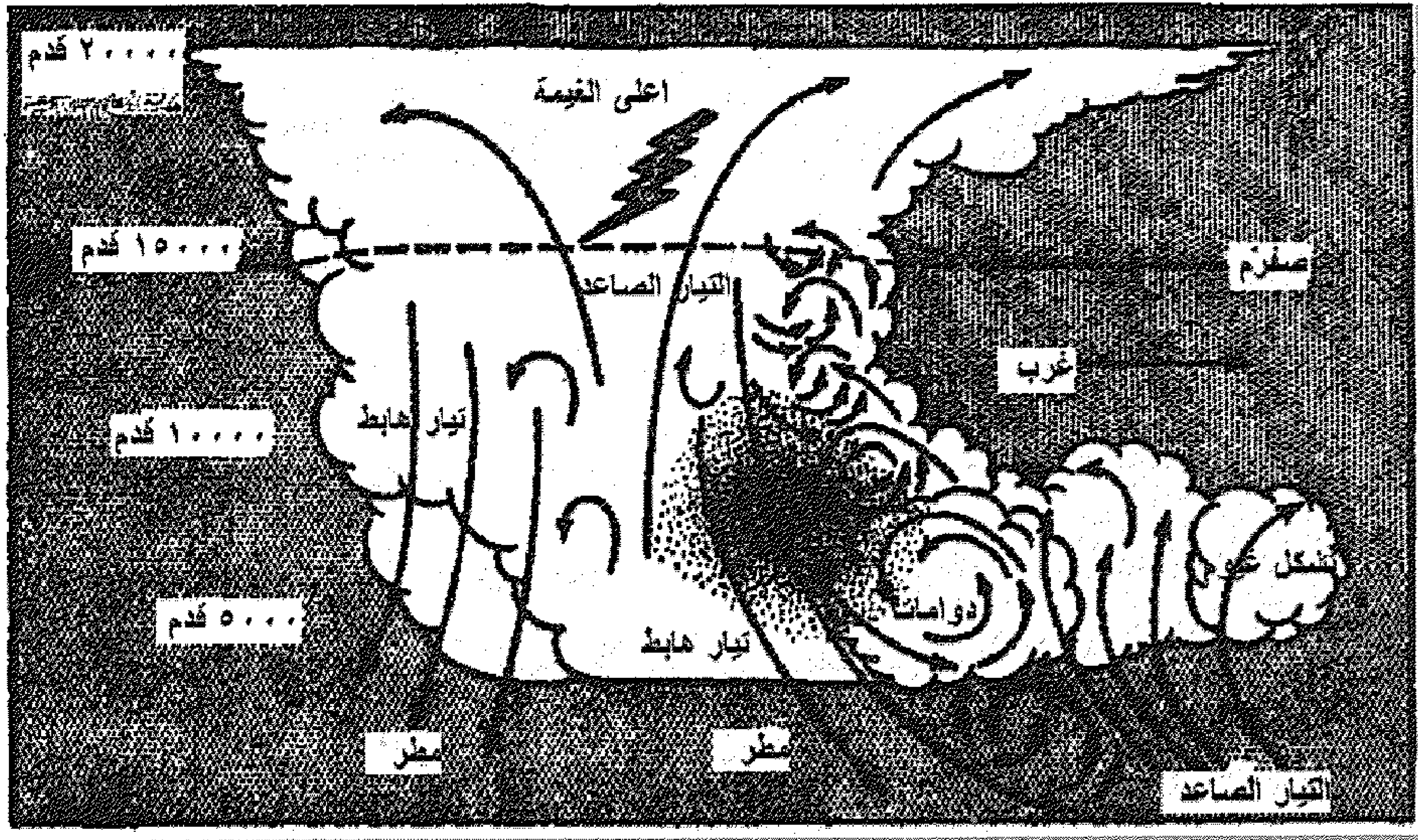
(٢) غيمة كثيفة لا يقل ارتفاعها من قاعدتها إلى أعلى الغيمة عن ٣٠٠٠ متر، وذلك لتصل أعلى الغيمة إلى منطقة الانجماد وتكون رقائق الثلج داخل الغيمة. فرقائق الثلج ضرورية جداً لتكون الشحنات الكهربائية، لذلك كلما كانت الغيمة سميكة ومرتفعة كلما تزايد النشاط الكهربائي بها، كلما كانت عنيفة جداً.

(٣) أليه تساعد على بدء النشاط في الغيمة لتحدث عمليات البرق والرعد وذلك عن طريق تحول الهواء من غير مستقر شرطياً إلى هواء غير مستقر.

تحدث الظاهرة عندما يسخن الهواء فوق بقعة من الأرض، على شرط أن تتوفر كميات جيدة من بخار الماء في الهواء. ارتفاع الهواء إلى الأعلى يؤدي إلى تكاثفه وعند التكاثف يطلق الهواء الحرارة الكامنة في بخار الماء. هذه الطاقة المنطلقة تساعد على زيادة تسخين الهواء فتسرع من تصاعده، وإذا توفرت كميات كبيرة من بخار الماء في الهواء المتصاعد فان التكاثف يستمر مكوناً غيوم تراكمية. يصل ارتفاع هذه الغيوم إلى أكثر من ٦كم، وغالباً ما يصل ارتفاعها إلى حدود التروبوبوز. إن هذا الارتفاع العمودي يؤدي إلى أن يكون أسفل الغيمة بدرجة حرارة فوق الانجماد، والجزء الأعلى من الغيمة تحت الانجماد. لذلك تتكون شرائح من الثلج في الجزء العلوي من الغيمة من بخار الماء الفوق مبرد، فتبدأ عملية الاندماج بين شرائح الثلج ويكبر حجمها، وعندما يصبح بثقل لا يستطيع الهواء حملة تبدأ بالسقوط. لحد هذه النقطة يكون التيار الهوائي المسيطر على الغيمة هو التيار الصاعد.

عندما تبدأ شرائح الثلج بالسقوط داخل الغيمة، وعندما تتعدى خط الانجماد، فإنها ستلتقي بقطيرات الماء المتكاثف في أسفل الغيمة ويندمج معها ويكبر حجمها وتزداد سرعة سقوطها. إن سرعة السقوط هذه تؤدي إلى انشطار في قطرات الماء الساقطة داخل الغيمة مما يؤدي إلى تولد ايونات موجبة وسالبة. تتوجه الشحنات الموجبة لتتكدس في أعلى الغيمة والسالبة تتوجه إلى

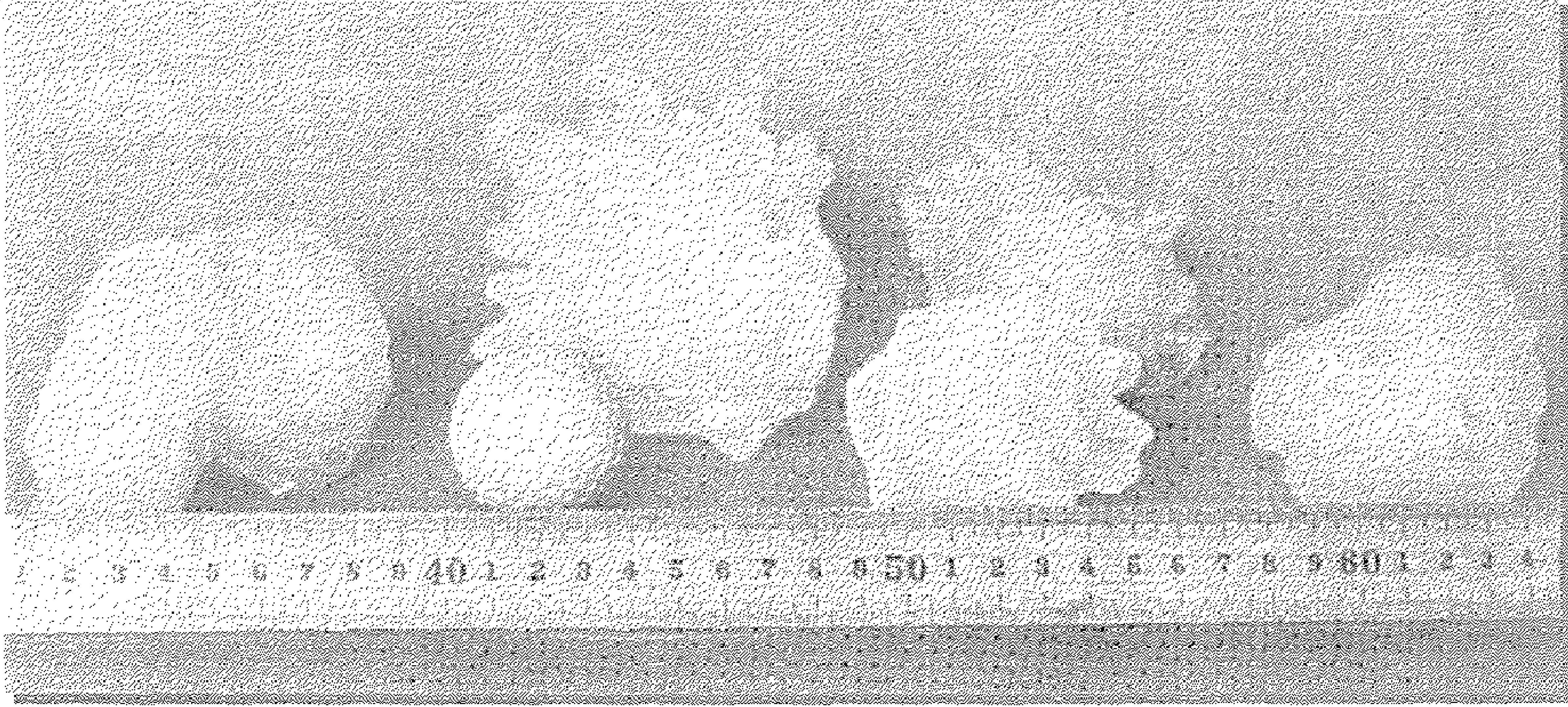
أسفل الغيمة. كما إن القطرات الساقطة سواءاً الثلج أو الماء فانه يكون تيار هوائي هابط. في هذه المرحلة يتكون تياران هوائيان داخل الغيمة. التيار الصاعد الذي مازال يزود الغيمة من الهواء الساخن المتصاعد. والتيار الهابط الناتج من هبوط قطرات الماء أو شرائح الثلج. في منطقة اللقاء بين التيارين الصاعد والهابط تتكون دوامات هوائية. والقطرات التي يصدف وجودها في هذه الدوامات تتحول إلى حبات برد يعتمد حجمها على قوة التيار (الشكل ٥-١٧).



الشكل ٥-١٧

رسم تخطيطي لغيمة تراكمية مزنية تحدث فيها عاصفة رعدية ويظهر فيها التيار الصاعد والهابط والدوامات المكونة للبرد.

لان القطرة في الدوامة ستضطر أن ترتفع مع الجزء الصاعد من الدوامة فتتجمد. وعندما تنخفض مع الجزء الهابط من الدوامة. فان جزء منها يذوب ولكن ليس بشكل كامل. ارتفاع القطرة وانخفاضها لأكثر من مرة يؤدي إلى كبر حجمها. مما يؤدي إلى ثقل وزنها فتسقط عندما لا يستطيع الهواء حملها. أو تسقط عندما يضعف التيار الهوائي الصاعد. لذلك فان التساقط من هذه الغيوم يكون على شكل مطر تحت التيار الصاعد. وبرد تحت منطقة الدوامة (الشكل ٥-١٨).

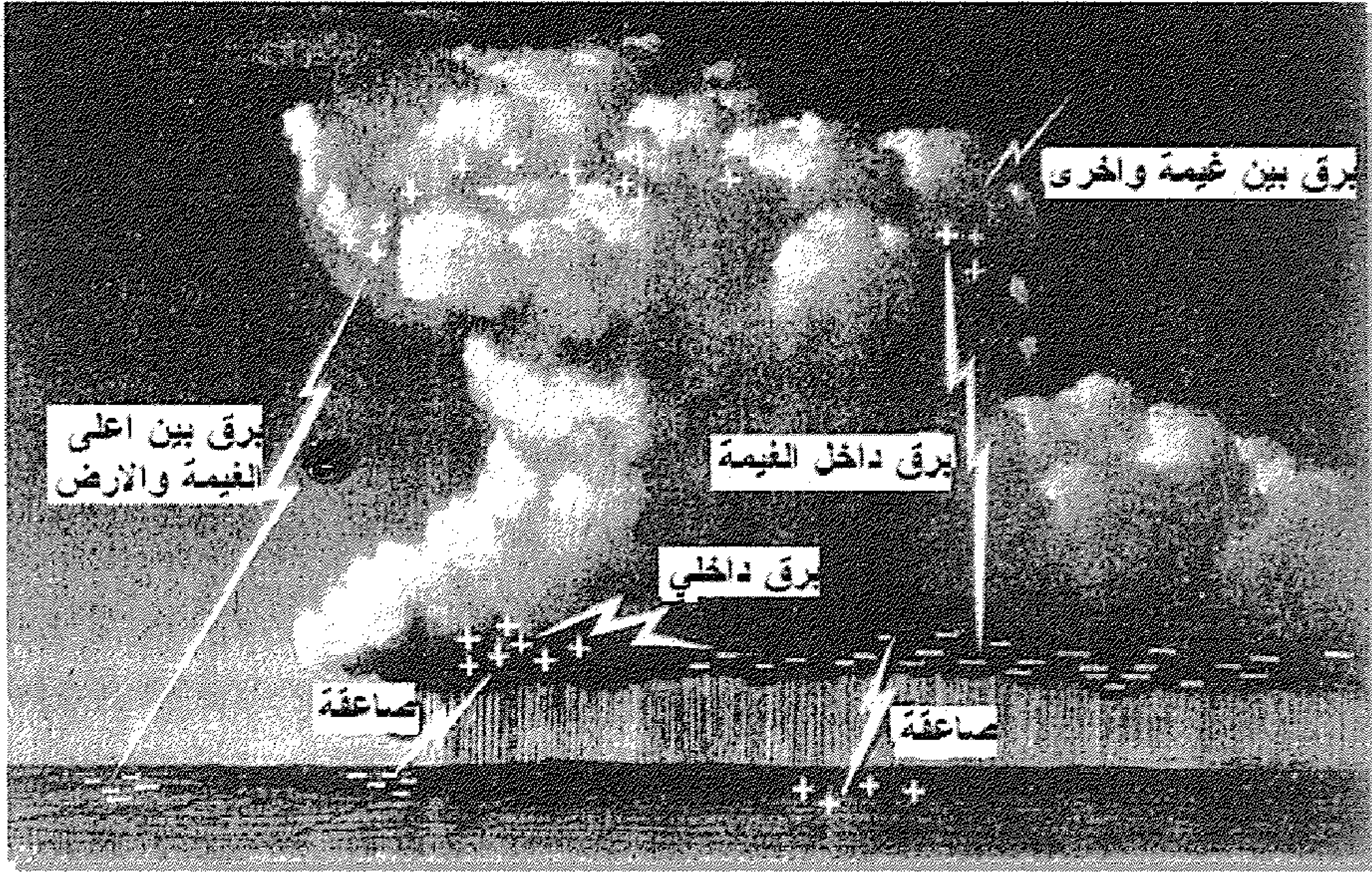


الشكل ٥- ١٨

نموذج من البرد الساقط من الغيوم التراكمية المزنية

إن تكدس الشحنات الموجبة في الأعلى والسالبة في الأسفل يؤدي إلى تفريغ كهربائي عندما تلتقي أطراف هذه الشحنات، فيكون البرق داخل الغيمة. ويتم التفريغ على شكل صاعقة (مع الأرض) إذا التقت الشحنات السالبة في أسفل الغيمة مع شحنات موجبة على الأرض (الشكل ٥-١٩). عندها تكون الغيمة قد وصلت إلى مرحلة النضج. أما الرعد فانه ويلاحظ في الصورة إن حجم البرد كبيراً مما يشير إلى أن الدوامات في الغيمة كانت عنيفة جداً.

عبارة عن صوت تمدد الهواء الذي تصل درجة حرارته خلال أجزاء الثانية إلى ما يفوق درجة حرارة سطح الشمس (تقدر درجة حرارة الهواء عند حدوث البرق بـ ٢٨ ألف درجة كيلفن). لذلك يتمدد الهواء بشكل مفاجئ وسريع جداً فيصدر عنة هذا الصوت الذي يرافق ظهور الضوء. إن تأخر سماع صوت الرعد يعود إلى إن سرعة الضوء اكبر من سرعة الصوت لذلك نرى الضوء أولا ثم بعد ذلك نسمع صوت الرعد.



الشكل ٥-١٩

صورة لغيمة رعدية موضح عليها مواقع الشحنات السالبة والموجبة وكيفية تكون البرق بين داخل الغيمة أو بين الغيمة والأرض.

لذلك فان الغيوم من هذا النوع تمر عاده بثلاثة مراحل:

(١) مرحلة التراكم (الشباب) **Cumulus**: ويسيطر فيها التيار الهوائي الصاعد على شكل هواء محمل ببخار الماء حيث تبدأ الغيوم بالظهور. في هذه المرحلة يتعاظم حجم الغيمة وتتكون الشحنات الكهربائية ويتكامل التكاثف. يقدر بخار الماء في عاصفة رعدية اعتيادية بحوالي ٥٠٠ مليون كغم، وان كمية الطاقة المحررة تكفي استعمال الطاقة في مدينة تتكون من ١٠٠ ألف نسمة لمدة شهر.

(٢) مرحلة النضج **Mature**: يسيطر تياران هوائيان داخل الغيمة في هذه المرحلة. التيار الصاعد يستمر، ويبدأ التيار الهابط بالتشكل نتيجة هبوط قطيرات الماء. يتكون البرد في هذه المرحلة بسبب تكون الدوامة الهوائية الناتجة من التماس بين التيار الصاعد والتيار النازل، كما يبدأ النشاط

الكهربائي نتيجة التماس بين الشحنات الموجبة في أعلى الغيمة والشحنات السالبة في أسفل الغيمة, أو بين السالبة في الغيمة والموجبة على سطح الأرض.

(٣) مرحلة الانحلال (الكهولة) Dissipating: ويسيطر التيار الهابط على الغيمة مما يقطع التيار الصاعد ويمنعه من الاستمرار بالصعود فتتكون غيمة إلى جانب الأولى إذا كان التيار الصاعد مازال نشطاً. يتوقف تساقط البرد في هذه المرحلة لانقطاع التيار الصاعد وتوقف الدوامة, كما يخف النشاط الكهربائي نتيجة تفريغ معظمه في المرحلة السابقة. تلقي الغيمة ما تبقى فيها من قطيرات ماء وتبدأ بالتلاشي.

إن عمر الغيوم من هذا النوع يتراوح بين ٤٠ دقيقة وساعة على أكثر تقدير. وقد تتكون غيمة جديدة إلى جانب القديمة التي بدأت بالانحلال, وبذلك تطول فترة نشاط البرق والرعد لفترة أطول. المطر الساقط من هذا النوع من الغيوم يكون شديداً, كميات كبيرة في فترة قصيرة. ويكون المطر اشد ما يكون تحت الغيمة ويضعف بالابتعاد عن مركزها. كما إن البرد لا يتكون في جميع الغيوم, فان تكون فيها فيكون تحت وسط الغيمة أسفل الدوامات, ومن حسن الحظ فانه لا يستمر طويلاً. فالبرد لا يظهر في العواصف الرعدية الاستوائية والمدارية.

هناك عدة أنواع من العواصف الرعدية, والاختلاف في النوع يعود إلى أسباب تكون العاصفة الرعدية. فهناك النوع المحلي الناتج من التسخين, وهناك النوع التضاريسي الذي يتكون نتيجة التصعيد الهوائي عندما يصطدم بحاجز جبلي, وهناك النوع الذي يصاحب الجبهة الهوائية الباردة, والنوع الذي يصاحب الجبهة الهوائية الدافئة.

التوزيع الجغرافي للعواصف الرعدية يتبع كما ذكرنا التسخين. لذلك فان أكثر المناطق تكراراً للظاهرة يظهر في خط الاستواء حيث يتراوح التكرار بين ٧٥-١٥٠ يوم في السنة وهناك بعض المناطق الصغيرة التي تسجل ٢٠٠ يوم.

ويتناقص العدد بالابتعاد عن خط الاستواء ولكن ليس بشكل منتظم، فهناك تناقص حاد في المنطقة المدارية الجافة. حيث إن الجفاف يمنع تطور هذا النوع من العواصف لنقص في بخار الماء. تعود العواصف لتكثر من جديد في العروض الوسطى الرطبة ولكن بتكرار اقل من المنطقة الاستوائية. تختفي هذه العواصف في المناطق القطبية وتقل كثيراً بعد دائرة عرض ٦٠-٧٠° شمالاً وجنوباً.

الفصل السادس

التساقط

g Z .

التساقط

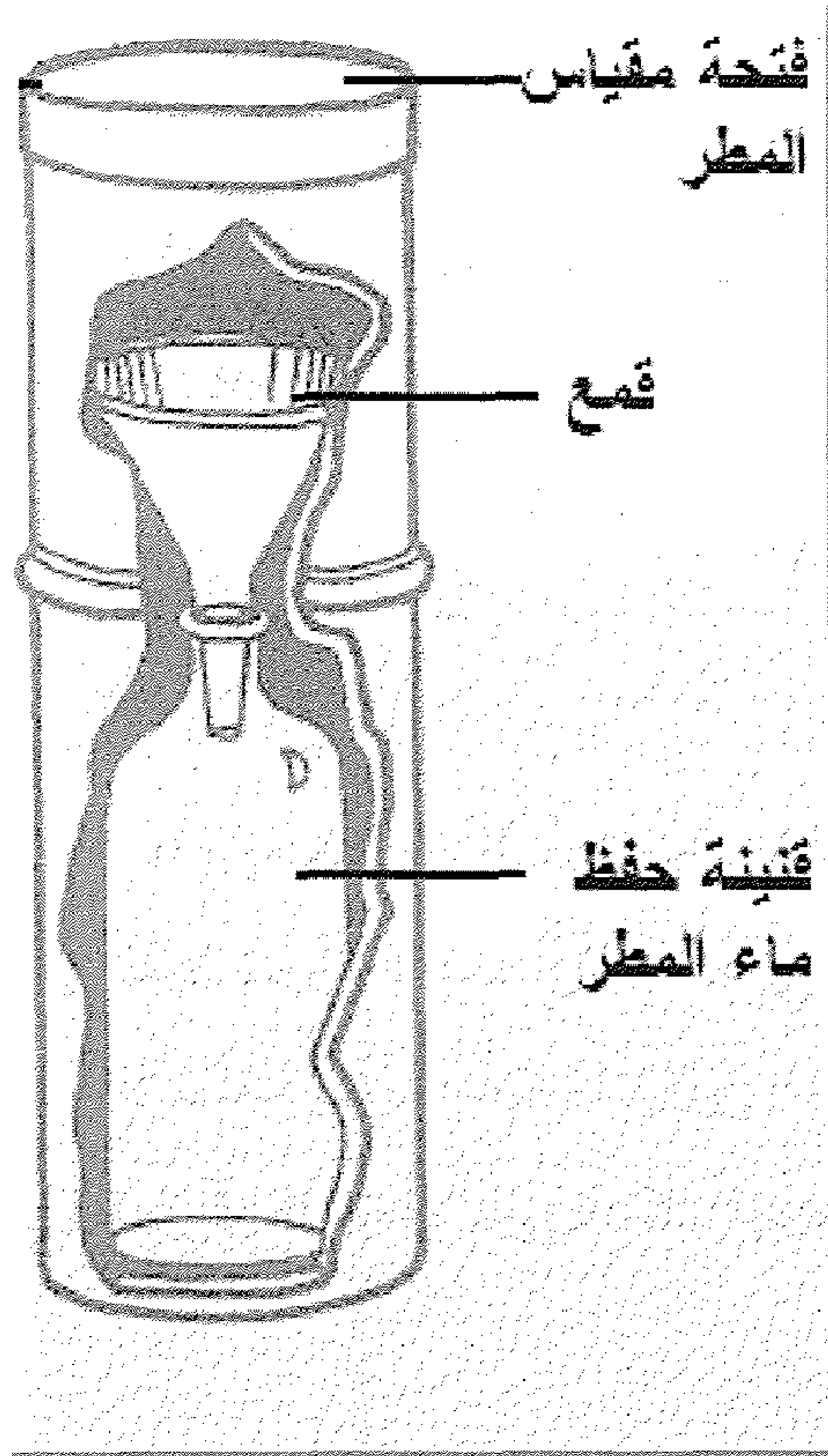
يعتبر التساقط من عناصر الطقس والمناخ المهمة جداً حيث إن حياة البشر وجميع الكائنات الحية الأخرى تعتمد عليه. فقد قال الله سبحانه وتعالى في محكم كتابة العزيز بسم الله الرحمن الرحيم ﴿وجعلنا من الماء كل شيء حي﴾ صدق الله العظيم. تبين الآية الكريمة إن كل شيء حي في هذا الكون فيه ماء ويحتاج إلى الماء. والتساقط هو الوسيلة الوحيدة لتزويد الأرض بالماء العذب. حيث إن تحويل الماء المالح في البحار والمحيطات لا يتم إلا عن طريق التبخير والتكاثف. والتساقط ناتج عن التكاثف.

٦-١ تعريف التساقط وكيفية قياسه
Precipitations Definition and Measurement

التساقط هو كل ماء أو ثلج يسقط من السماء. ونستخدم كلمة تساقط بدلاً من مطر لان المطر يعني فقط تساقط الماء. ولكي نعني تساقط الثلج والمطر نستخدم كلمة تساقط. والتساقط يحدث عندما تكون السماء غائمة. حيث أن تكاثف بخار الماء الذي يظهر في السماء على شكل غيوم قد يؤدي إلى سقوط الأمطار.

يقاس المطر بواسطة عدة أجهزة ابسطها يتكون من اسطوانة معدنية فيها فتحة من الأعلى لتسمح للمياه الساقطة بالتجمع والنزول إلى القنينة التي تجمع الماء الموجود داخل الاسطوانة المعدنية (الشكل ٦-١). بعد انتهاء سقوط المطر يتم إخراج القنينة التي تحتوي على الماء المتجمع لمعرفة كمية المياه الساقطة. ودائماً تقاس كمية الماء بالمليمتر. وهناك أشكال عديدة لأجهزة قياس المطر.

فمنها ما يستخدم وزن الماء، ومنها ما يستخدم التسجيل على اسطوانة متحركة، ومنها ما يكون فتحة تجميع المطر قرب سطح الأرض. وقد استخدم الرادار أخيراً بنجاح في قياس كمية المطر. إما الثلج فانه يقاس بطريقة مختلفة وذلك لأنه صلب. فالثلج يقاس بأخذ عينة من عدة أماكن لمعرفة حجم الثلج الساقط ثم تحول الكمية إلى ما يعادلها بالماء. ومعروف إن الثلج عندما يذوب فان الماء الناتج من الذوبان يساوي ١٠/١ من كمية الثلج. والجدول (٦-١) يوضح كمية الماء الناتجة من تساقط الثلج ولكن حسب وزن الثلج.



الشكل ٦-١

رسم تخطيطي لجهاز قياس كمية المطر.

الجدول ٦-١: كمية الماء كعمق بما يقابلها من وزن للثلج.

وزن الثلج (بالغرام)	عمق الماء (بالمليمتر)
٢٢,٨٦	٠,٧٦
٤٥,٣٦	١,٥٢
٦٨,٠٤	٢,٠٣
٩٠,٧٢	٢,٧٩
١١٣,٤٠	٣,٥٦
١٣٦,٠٨	٤,٣٢
١٥٨,٧٦	٤,٨٣
١٨١,٤٤	٥,٥٩
٢٠٤,١٢	٦,٣٥
٢٢٦,٨٠	٧,١١
٢٧٢,١٦	٨,٣٣
٣١٧,٥٢	٩,٩١
٣٦٢,٨٧	١١,١٨
٤٠٨,٢٣	١٢,٢٠
٤٣٠,٩١	١٣,٢١
٤٥٣,٥٩	١٣,٩٧

هناك انتقادات عدة توجه إلى طريقة قياس المطر والثلج. فالمعروف إن كمية المطر لا تسقط بشكل متساوي على كل المناطق التي يسقط فيها المطر. فقد تكون كمية المطر الساقط على منطقة أعلى من الكمية الساقطة على ما يجاورها بعدة أمتار. فالمطر الساقط من الغيوم العمودية غالباً ما يسقط على منطقة وتكون المنطقة المجاورة جافة تماماً. لذلك فجهاز قياس المطر الصغير الحجم لا يغطي

المنطقة بشكل جيد، مما يحتاج إلى نشر عدد كبير من الأجهزة لأخذ قياس دقيق. كما إن المطر عند هطوله لا يهطل بشكل مستقيم، وغالباً ما يأتي بشكل مائل خاصة إذا رافقته هبوب رياح. إما الثلج فانه لا يتجمع في كل المناطق بشكل متساوي، فالثلج على السفوح اقل من الثلج على المناطق المنبسطة، كما إن الثلج في ظل المرتفعات اقل من الثلج على السفوح المواجهة للرياح.

٦-٢ نظريات التساقط Precipitations Theories

هناك عدة نظريات تعالج موضوع التساقط وكيفية حدوثه. فالمعروف انه لا يكفي أن تتم عملية التكاثف ليحدث التساقط فلابد من حدوث تطورات أخرى بعد ظهور الغيوم في السماء لتتم عملية التساقط. فالغيوم تتكون من قطرات ماء صغيرة أو بلورات ثلج صغيرة، ولان حجمها صغير جداً فان الهواء قادر على حملها لذلك تبقى معلقة في الهواء. لكي تسقط هذه القطرات من الماء أو ذرات الثلج، لا بد أن يكبر حجمها إلى الحجم الذي لا يستطيع الهواء أن يحمله. كيف يكبر حجم هذه الذرات؟ هذا هو السؤال التي تحاول النظريات الإجابة علية. فقد ظهرت نظريتان تعالجان كيفية كبر حجم قطرات الماء أو الثلج داخل الغيمة لكي تتمكن من السقوط. والنظريات تعالج التساقط من الغيوم الباردة والغيوم الدافئة.

٦-٢-١ نظرية بيرجرن – فنديسون Bergeron – Findeison Theory

تعالج هذه النظرية نمو حبات أو رقائق الثلج في الغيمة، حيث تعالج النظرية التساقط من الغيوم الباردة فقط. فتشترط النظرية للتساقط من الغيوم أن تكون هناك دائماً رقائق ثلج إلى جنب قطيرات الماء، أي بدون وجود رقائق الثلج فلا تساقط ينتج من الغيوم. وتعتمد النظرية التي أوجدها بيرجرن و فنديسون على حقيقة اختلاف ضغط بخار الماء في الهواء فوق الأسطح الجليدية والأسطح المائية. فالمعروف إن ضغط بخار الماء فوق الأسطح المائية اكبر منة فوق الأسطح

الجليدية, يعني إن الهواء فوق الأسطح الجليدية يصل إلى حالة الإشباع ومن ثم التكاثف أسرع مما يكون الحال فوق الماء. فلو وجد في غيمة شرائح ثلج وقطيرات ماء متجاورة, فان الهواء المحيط بقطيرة الماء اقل إشباعا من الهواء المحيط بشريحة الثلج. لذلك يحصل تبخر في قطرة الماء ليتحول بسرعة للتكاثف فوق شريحة الثلج. شريحة الثلج هنا تقوم بعملين في آن واحد, فهي تعمل عمل نوويات التكاثف فتجذب البخار الناتج من تبخر قطرة الماء, كما إنها تصبح نقطة تجميع لهذا البخار لان ضغط بخار الماء في الهواء المحيط بها اقل من ضغط بخار الماء في الهواء المحيط بقطرة الماء. ولابد من ملاحظة إن البخار المتسامي على الشريحة الثلجية سيطلق حرارة كامنة تسرع من تبخير قطرات الماء وهكذا. بهذه الطريقة ينمو حجم شريحة الثلج, وإذا وصلت إلى حجم لا يستطيع الهواء حمله عندها تبدأ بالتساقط. وعند التساقط داخل الغيمة, فان حجم الشريحة سيعتمد على سمك الغيمة. فالغيمة السميكة تسمح للشريحة المتساقطة أن يكبر حجمها بالاصطدام بالشرائح الأخرى أو قطرات الماء فتنمو. وإذا كانت الغيمة رقيقة فان الشرائح ستكون رقيقة كذلك.

ان انتقال البخار للتسامي فوق شريحة الثلج يكون أكثر فعالية بين درجتي حرارة -١٥ إلى -٢٥°م. كما إن شكل التساقط بعد كبر حجم شريحة الثلج سوف يعتمد على درجة حرارة الهواء أسفل الغيمة, وعلى نوع التيارات الهوائية داخل الغيمة. فإذا كانت درجة حرارة الهواء أسفل الغيمة أكثر من الصفر المؤوي فإنها ستذوب لتصل إلى سطح الأرض على شكل مطر. كما إن التيارات الهوائية إذا وجدت داخل الغيمة فان الشرائح ستتحول إلى حبات برد صلبه, لان التيارات سترفع وتخفض الشريحة الثلجية عدة مرات داخل الغيمة مما يؤدي إلى تصلبها ونموها بشكل كروي.

إن عملية الاستمطار تعتمد هذه النظرية, حيث إن الاستمطار من الغيوم يعتمد على تكبير حجم قطرة الماء أو شريحة الثلج لتصل إلى حجم لا يستطيع

الهـواء حملـة فتـسقط. لـذلك يـتم نـشر يوديـد الفـضة في الغيـوم الـتي يـراد استمطارها ليعمل عمل شرائح الثلج داخل الغيمة فيجذب إليه المتبخر من قطرات الماء داخل الغيمة. كما يمكن استخدام الثلج المبروش لينشر داخل الغيمة ليؤدي العمل نفسه. إن عملية الاستمطار تبحث عن الغيوم التي يكون هواءها فوق مبرد وتنقصه آلية تكبير حجم رقيقة الثلج أو قطرة الماء.

لاقت هذه النظرية قبولاً ومعارضة. فالقبول إنها أعطت تفسيراً جيداً ومقنعاً لعملية التساقط. إما المعارضة فإنها لم تستطع أن تفسر السقوط من الغيوم الدافئة التي لا تصل درجة حرارة قممها إلى الصفر المؤوي وبذلك تفتقد إلى وجود شرائح الثلج التي هي أساسية لكبر حجم الشرائح الأخرى. فالغيوم في العروض المدارية نادراً ما تصل في قممها إلى الانجماد. ومع ذلك يسقط منها مطراً غزيراً. كما إن غيوم العروض الوسطى في الصيف من النادر أن تصل إلى درجة الانجماد. ومع ذلك فهي ممطرة. لذلك كان لابد من ظهور نظرية أخرى تفسر التساقط من الغيوم الدافئة.

٦-٢-٢ نظرية التصادم والالتحام Collision and Coalescence Theory

ظهرت هذه النظرية بعد نظرية بيرجرن حيث كان من الضروري إيجاد تفسير لعملية تساقط الأمطار من الغيوم الدافئة (غيوم الصيف وغيوم العروض المدارية). تعتمد هذه النظرية على مبدأ التصادم مما يؤدي إلى الالتحام بين قطرات الماء الموجودة داخل الغيمة. فقطرات الماء المكونة للغيمة ليست ساكنة بل هي متحركة. فإذا كان الهواء داخل الغيمة مستقراً فان قطرات الماء فيها تتحرك نحو الأسفل ببطء شديد بفعل تأثير الجاذبية. إما إذا وجدت تيارات هوائية داخل الغيمة فان حركة قطرات الماء تكون أسرع ولكن باتجاهات مختلفة. حركة قطيرات الماء سواء أكانت بطيئة أو سريعة سيؤدي إلى تصادمها ثم التحامها مع قطرات أخرى موجودة داخل الغيمة. مما يؤدي إلى نموها وكبر حجمها فتصل إلى حجم لا يستطيع الهواء حمله فتبدأ بالسقوط. تنتقد هذه النظرية من

جانب إن قطرة الماء الساقطة سيصاحبها تيار هوائي قد يؤدي إلى طرد القطيرات الصغيرة الأخرى فيمنع عملية التصادم والالتحام. لذلك إتمام عملية الالتحام عملية غير مفهومة تماماً. وهناك من يقول إن التيار الهوائي المصاحب لسقوط قطرة الماء ليس عنيفاً ليمنع عملية الالتحام.

شكل السقوط من هذه الغيوم يعتمد كذلك على سمك الغيوم وعلى طبيعة الهواء أسفل الغيوم. فإذا تصادف وجود طبقة هوائية جافة فان قطرات المطر الساقطة ستتبخر وقد لا تصل إلى سطح الأرض. إما إذا تصادف وجود طبقة هوائية باردة فان قطرات المطر ستتجمد وتسقط على شكل مطر جليدي. إذا كانت الغيمة سميكة فان قطرات الماء الساقطة ستكون كبيرة, إما إذا كانت الغيمة رقيقة فسيكون على شكل رذاذ. إما إذا كانت دوامات هوائية في الغيمة فان البرد سيصاحب سقوط الأمطار.

٦-٣ أنواع وأشكال التساقط Precipitation Forms and Kinds

المقصود بأنواع التساقط هو اختلاف التساقط حسب طريقة رفع الهواء ليتكاثف. فالمعروف أن الهواء يرتفع إلى الأعلى بطرق مختلفة كما في التسخين أو الرفع على الجبهات أو بواسطة التضاريس. ولكل نوع من أنواع الرفع نوع مختلف من الأمطار. إما أشكال التساقط فيقصد بها كيف يكون التساقط هل على شكل مطر أو ثلج أو بَرد الخ. إن مناقشة الأنواع والأشكال يكتسب أهمية كبيرة لان العوامل التي تؤدي إلى هذا الاختلاف تلقي الضوء على العوامل العديدة المساهمة في عملية التساقط.

٦-٣-١ أنواع التساقط Precipitation Kinds

يقسم التساقط إلى ثلاثة أنواع حسب الطريقة التي يرفع بها الهواء إلى الأعلى:

(١) التساقط التصاعدي Convectional: من أكثر أنواع التساقط شيوعاً في العروض المدارية، وكذلك أمطار الصيف في معظم العروض. تصعيد الهواء في هذا النوع ناتج من التسخين المباشر لسطح الأرض. فسطح اليابس يسخن بسرعة، لذلك يتصاعد الهواء فوق السطح الساخن لأنه اخف من الهواء المجاور. غالباً ما تنتج عن هذا النوع من تصعيد الهواء غيوم ركامية أو ركامية مزنية. فالهواء الساخن المتصاعد وفيه كمية جيدة من بخار الماء، سيتكاثف فيه بخار الماء بعد أن يصل إلى مستوى الإشباع وغالباً على ارتفاع لا يزيد عن ١٠٠٠ متر. تكاثف بخار الماء سيحرر الحرارة الكامنة في بخار الماء المتكاثف، لذلك يستمر تسخين الهواء فيستمر في الارتفاع. يشترط في هذا الهواء لتسقط منة الأمطار أن تتوفر فيه شروط التكاثف، وان تتطور الغيوم الركامية فيه إلى ركامية مزنية. الأمطار التصاعدية نادراً ما يسقط منها الثلج، إما البرد فان احتمالات سقوطه فهي كبيرة.

الأمطار الساقطة من هذا النوع من التساقط تكون ذات قطرات ماء كبيرة وتسقط بشكل غزير وبكثافة، وتستمر فترة قصيرة تتراوح بين الساعة إلى ثلاثة ساعات. يتميز التساقط من هذا النوع انه يسقط على شكل بقع لا تغطي المنطقة بكاملها، بل يمكن أن يسقط على منطقة صغيرة والمنطقة المجاورة لا يصيبها المطر. لا تسقط هذه الأمطار قبل الظهر، ولا مساءاً إلا نادراً. تسقط في العروض الوسطى صيفاً، إما العروض المدارية والاستوائية فيمكن أن تسقط طوال العام.

(٢) التساقط الجبهوي Frontal: هي الأمطار أو الثلوج الناتجة من التصعيد الهوائي على طول الجبهة. ولان الجبهة الهوائية الدافئة تكون مائلة، فان الهواء لا يرتفع بشكل عمودي، لذلك لا تظهر الغيوم العمودية مع هذه الجبهة، بل تظهر الغيوم المتوسطة والغيوم الواطئة. يكون التساقط من النوع الهادئ وقطرة المطر صغيرة، وتستمر لفترة طويلة قد تستغرق يوماً أو أكثر. التساقط ينتج غالباً من الغيوم المزنية الواطئة، إما التساقط

المصاحب للجبهة الباردة فانه يختلف لان تصاعد الهواء المصاحب لهذه الجبهة يكون تقريباً عمودياً. لذلك تظهر الغيوم الركامية المزنية ولكن على طول خط الجبهة، مما يعني تساقطاً اعنف من التساقط المصاحب للجبهة الدافئة، وقطرات اكبر ويستمر لفترة اقصر. ومن المكن أن يصاحب السقوط حبات البرد.

يغطي هذا النوع من التساقط مساحة كبيرة من الأرض وذلك لان الجبهة الهوائية تمتد على مساحة مئات الكيلومترات. يتركز هذا النوع من التساقط في فصل الشتاء لأنه فصل نشاط الجبهات الهوائية. كما يظهر في العروض الوسطى فقط بين دوائر عرض ٣٠-٦٠°. يظهر هذا التساقط في الصيف في العروض العليا فقط وذلك لتحرك نطاق نشاط المنخفضات في هذا الفصل إلى شمال مواقعها الشتوية. هذا النوع من التساقط اقل خطراً من النوع الأول خاصة فيما يتعلق بجرف التربة، كما انه أكثر فائدة لرطوبة التربة.

(٣) التساقط التضاريسي **Orographic**: يرتفع الهواء عند اصطدامه بالحواجز الجبلية، ويكون صعوده إلى الأعلى حسب زاوية انحدار السفوح الجبلية. ففي حالة السفوح القليلة الانحدار، فان الغيوم المتوسطة والواطئة هي التي تسود، فيكون التساقط هادئ وبقطرات صغيرة ولفترة أطول. في حين إن السفوح الشديدة الانحدار توجد غيوم تراكمية مزنية ذات تساقط شديد ولفترة قصيرة وقطرات مطر كبيرة. التساقط التضاريسي يتباين على السفوح للجبل الواحد. ففي السفوح المواجهة للرياح يكون التساقط أغزر، بينما السفوح المعاكسة يكون التساقط فيها اقل وتسمى سفوح ظل المطر. يغزر التساقط على الجبال مع الارتفاع، فكلما زاد الارتفاع ازدادت غزارة التساقط ولكن إلى ارتفاع معين. فالمناطق الحارة الرطبة يتزايد فيها التساقط إلى ارتفاع ٢٠٠٠ متر تقريباً ثم تبدأ الكمية بالتناقص مع الارتفاع وذلك لن الهواء يصبح اقل احتواءاً لبخار الماء.

٦-٣-٢ أشكال التساقط Precipitation Forms

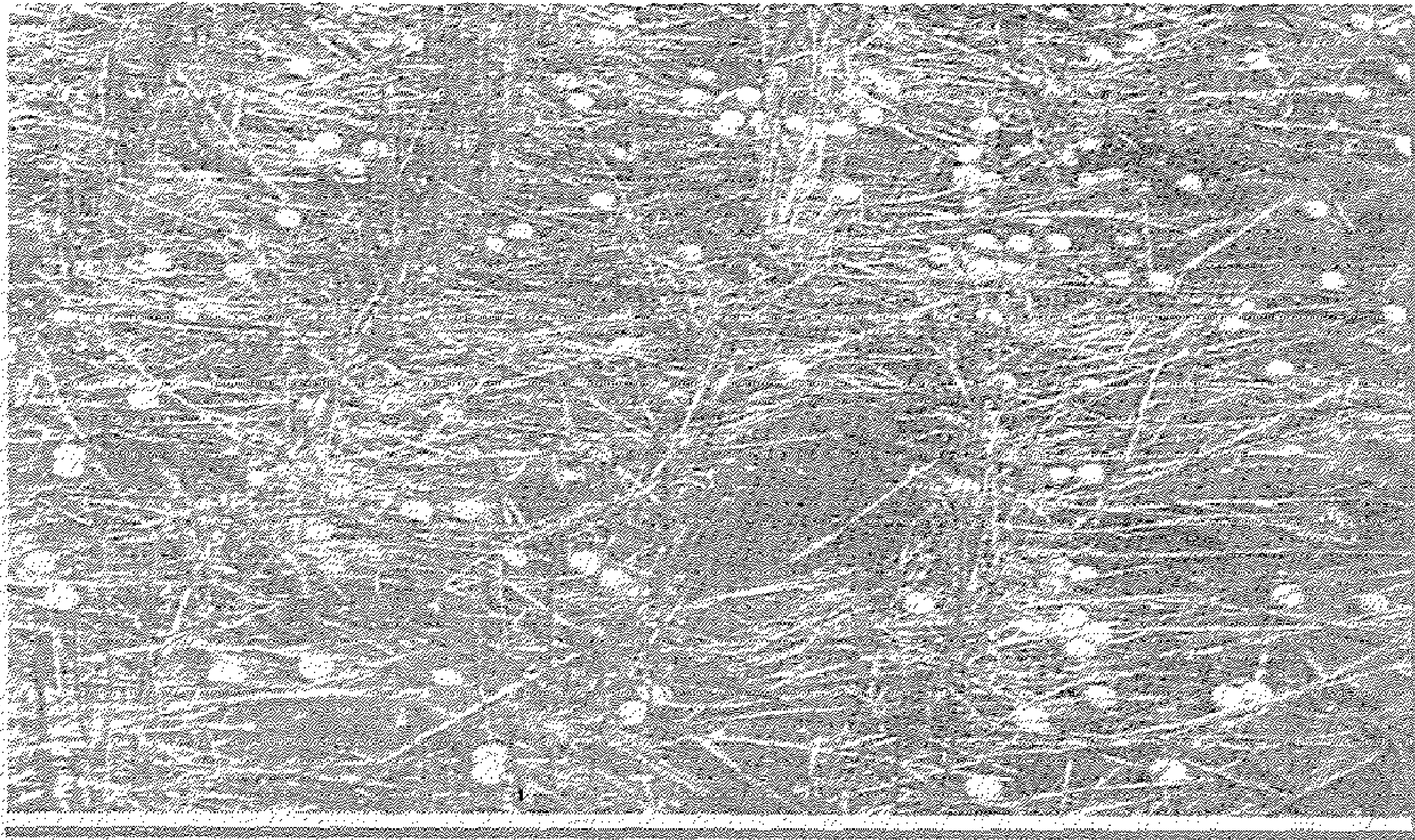
التساقط يصل إلى سطح الأرض بأشكال مختلفة اعتماداً على العوامل المرافقة لهذا التساقط. فقد يسقط ماءاً غزيراً أو ماءاً خفيفاً، أو متجمداً صلباً أو متجمداً هشاً. لذلك تصنف أشكال التساقط إلى الأنواع الآتية:

(١) الرذاذ Drizzle: قطرات ماء صغيرة جداً لا يزيد حجمها عن ٥٠٠ ميكرون، تلتصق بالوجه والشعر عند سقوطها. تسقط من الغيوم الطبقية الواطئة والضباب، ولان الهواء داخل الغيمة ليس فيه تيارات، فان قطرة المطر لا ينمو حجمها فتسقط ببطء شديد حيث لا يزيد تساقطها عن مليمتر في الساعة.

(٢) المطر Rain: قطرات ماء متوسطة إلى كبيرة حجمها اكبر من ٥٠٠ ميكرون. يمكن أن تسقط من الغيوم المزنية وأحيانا من الغيوم المتوسطة الارتفاع. والمطر يقسم إلى خفيف ومتوسط وغزير. فالمطر خفيف إذا كان معدل كمية التساقط ٠,٥ مليمتر، ومتوسط بين ٠,٥-٤ مليمتر، وغزير إذا كان أكثر من ٤ مليمتر. والمطر قد يكون شاملاً يغطي منطقة واسعة أو على شكل بقع. وتسقط الأمطار إذا كانت درجة الحرارة أكثر من الصفر المؤوي. التساقط يكون مطراً في الصيف، وفي العروض المدارية.

(٣) الثلج Snow: شرائح ثلج نجميه أو كروية الشكل. نفس الغيوم التي تنتج مطراً يمكنها أن تسقط ثلجاً. الفرق كما وضحنا سابقاً هو في درجة الحرارة للغيمة أو للهواء أسفل الغيمة. لذلك تسقط الثلوج في العروض الوسطى في فصل الشتاء، ونادراً ما تسقط في العروض المدارية، ويمكن أن تسقط في هذه العروض فوق قمم الجبال المرتفعة. وهناك المرتفعات الشاهقة التي لا تسقط عليها إلا الثلوج لارتفاعها الشديد.

(٤) البَـرد Hail: كـرات ثلـج صـغيرة أو كـبيرة وقـد يـصل وزنهـا إلى نـصف كيلوغرام. تسقط فقط من الغيوم التراكمية المزنية ومن منطقة الدوامات الهوائية في داخل الغيمة. تتكون حبات البرد في هذا النوع من الغيوم بسبب وجود تياران هوائيان احدهما صاعد والأخر هابط. منطقة التماس بين التيار الصاعد والتيار الهابط تكون فيه دوامات هوائية نشطة. فلو سقطت قطرة ماء أو شريحة ثلج في منطقة الدوامات، فان القطرة أو الشريحة سترفع وتخفض عدة مرات مما يساعد على تجمد قطرات أخرى عليها. لذلك يكون الثلج في حبات البرد على شكل طبقات مما يدل على تجمدها بأوقات مختلفة. يعتمد حجم حبة البرد على شدة التيار داخل الغيمة، فالتيار الشديد يوجد حبات كبيرة، والتيار الخفيف ينتج حبات صغيرة. يمكن للبرد أن يسقط في أي وقت، ولكن غالباً ما يكون الربيع والخريف أفضل أوقات تكاثر سقوطه. حيث أن التباين الحراري في هذين الفصلين اكبر من الفصول الأخرى. يسقط البرد على منطقة صغيرة جداً لان تكونه لا يكون على نطاق الغيمة كلها وإنما في وسط الغيمة فقط. والبرد يؤدي إلى تدمير للممتلكات والزرع، وحجم التدمير يعتمد على كبر حجم حبة البرد الساقطة (الشكل ٦-٢).



الشكل ٦-٢

حبات برد متوسطة الحجم والتدمير الذي أحدثته بالمحصول الزراعي

٦-٤ العوامل المؤثرة على كمية التساقط
Factors Affecting The Amounts of Precipitations

تختلف العوامل المؤثرة على توزيع التساقط في العالم عن تلك العوامل التي تؤثر على توزيع الحرارة. وفيما يأتي أهم العوامل المؤثرة على هذا التوزيع:

١- توزيع مناطق الضغط العالي
The Distribution of High Pressure

يعتبر هذا العامل من أهم العوامل المؤثرة على التساقط. فالمعروف أن مناطق الضغط الواطئ Low Pressure هي مناطق التساقط الغزيرة. وذلك يعود إلى أن التيارات الهوائية المسيطرة في مناطق الضغط الواطئ هي التيارات الصاعدة. والتكاثف يحتاج إلى تبريد الهواء. لذلك فان رفع الهواء يعتبر من العوامل المهمة في اكتمال عملية التكاثف. مما يهيئ الأجواء للتساقط. بينما مناطق الضغط العالي High Pressure هي مناطق الجفاف. وذلك يعود إلى أن التيارات الهوائية المسيطرة في مناطق الضغط العالي هي التيارات الهابطة. وهبوط الهواء يمنع تكاثف الهواء لان الهواء الهابط ترتفع حرارته بدلاً من انخفاضها. مما يمنع تكون الغيوم ومن ثم التساقط. لذلك سنرى من خريطة توزيع التساقط أن هذا العامل هو المتحكم الأساسي في توزيع التساقط حيث يغزر التساقط في مناطق الضغط الواطئ ويقل كثيراً في مناطق الضغط العالي. فلان الضغط الواطئ حول خط الاستواء هو السائد. فان هذه المنطقة تسجل أعلى كمية للأمطار في العالم. بينما تسود مناطق الجفاف حول المدارين لسيطرة الضغط العالي عليهما معظم أيام السنة.

٢- نوع التيار البحري Ocean Current Kind:

فالمناطق المحاذية للتيارات البحرية الباردة جافة. وذلك يعود إلى أن الهواء الموجود فوق التيارات الباردة ثقيل ومستقر ولا يتصاعد ويكون الضغط عالياً

مما يمنع التكاثف. بينما المناطق المحاذية للتيارات البحرية الدافئة غزيرة التساقط حيث يكون الهواء فوق هذه التيارات خفيف وغير مستقر ويميل إلى الارتفاع إلى الأعلى مكوناً ضغط واطئ مما يساعد على تكاثف بخار الماء فيه فيساعد على سقوط الأمطار. تتضح أهمية هذا العامل من النظر إلى شرق القارات المدارية الغزيرة الأمطار وغرب القارات المدارية الجافة. كما يتضح كذلك من النظر إلى خريطة توزيع ألأمطار. فنرى شرق القارات في العروض الوسطى والعليا جافة وغرب القارات في نفس العروض غزيرة الأمطار. أن توزيع التيارات البحرية هو المسئول عن هذا التباين في كمية ألأمطار.

٣- الارتفاع والانخفاض عن مستوى سطح البحر
Sea Level Altitude

أن اصطدام الرياح بالتضاريس يساعد على رفع الهواء إلى الأعلى مما يوفر البيئة المناسبة لتكاثفه عن طريق خفض درجة حرارته. وبذلك توفر التضاريس بيئة ملائمة لغزارة التساقط. وتظهر التضاريس الجبلية في العالم كواحات مطرية. ويظهر اثر ذلك خاصة في المناطق الجافة حيث تتميز تضاريس الصحاري بأنها واحات مطرية في وسط منطقة شديدة الجفاف.

ولكي تكون التضاريس مؤثرة فإنها يجب أن تكون على شكل سلسلة جبلية متصلة أو كتلة جبلية كبيرة وذات ارتفاع يزيد عن ١٠٠٠ متر عن المنطقة المحيطة بها .إن هذه الشروط تجعل من التلال المنفردة القليلة الارتفاع أو الجبال العالية المنفردة مناطق ذات تأثير معدوم على التساقط. فالسلاسل الجبلية توفر بيئة ملائمة للتساقط حتى في المناطق الغزيرة التساقط فيكون تساقط الجبال أكثر غزارة من المناطق المجاورة لها . كما يكون للتضاريس تأثير واضح على قلة التساقط في المناطق التي تقع في ظل المطر Rain Shadow.

٤- القرب والبعد عن المسطحات المائية The Distance From Water:

أن المصدر الأساسي لبخار الماء في الهواء Water Vapor هو المسطحات المائية الكبيرة الحجم. لذلك فان السواحل ستكون أكثر أمطاراً من المناطق الداخلية. يظهر هذا الأمر بشكل واضح في القارات الواسعة مثل أسيا حيث تكون المناطق البعيدة جدا عن البحار مناطق صحراوية. كما يتضح هذا الموضوع عندما تكون هناك سلاسل جبلية ساحلية حيث تكون المناطق الواقعة في ظل المطر جافة أو شبه جافة وذلك بسبب منع التضاريس للهواء المشبع ببخار الماء من التوغل إلى الداخل.

٥- مناطق الجبهات الهوائية الجافة Dry Air Front Area:

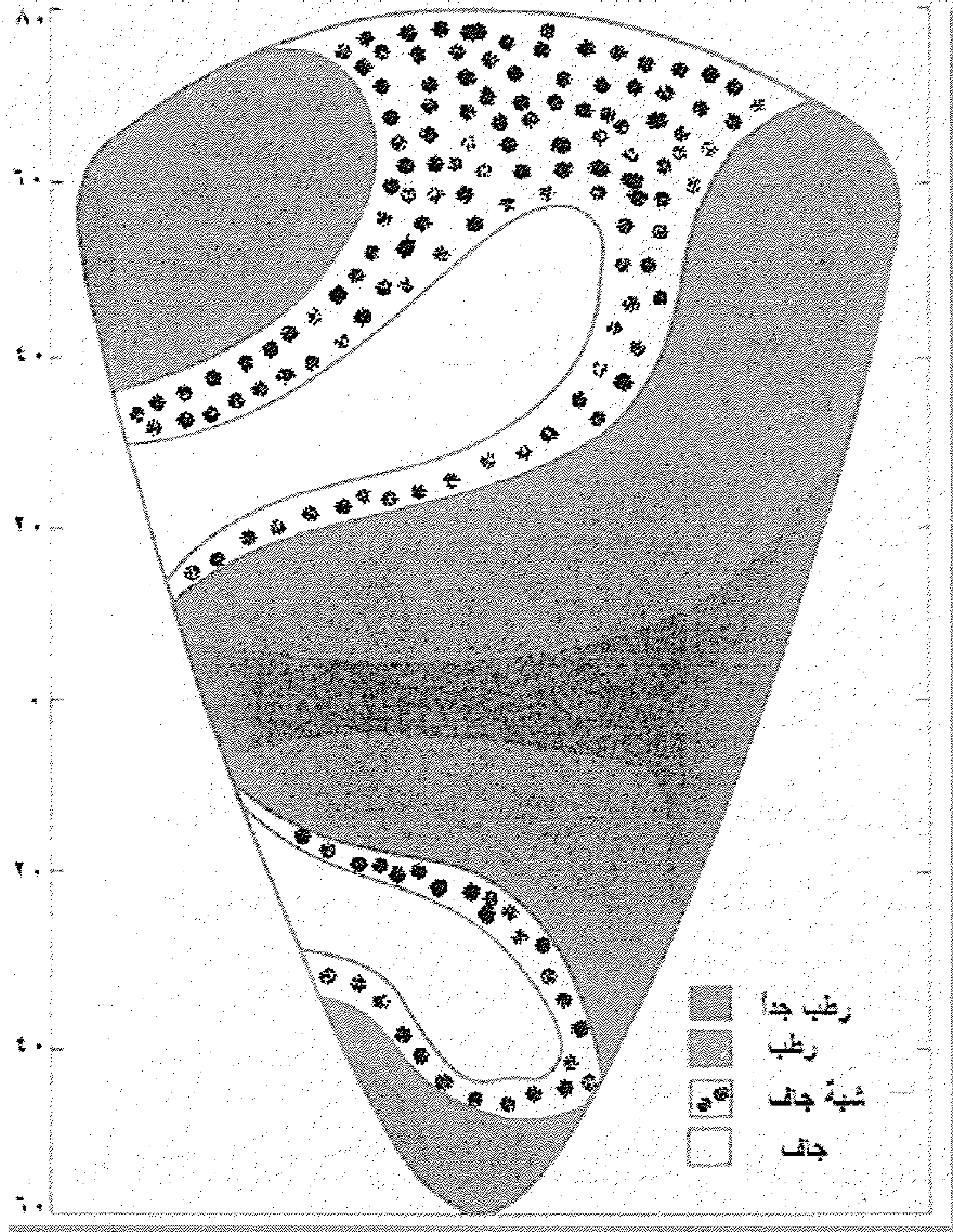
في المناطق التي تلتقي فيها كتلة هوائية دافئة رطبة مع كتلة هوائية حارة جافة تكون النتيجة قلة سقوط الأمطار لان الهواء الحار الجاف هو الذي يرتفع إلى الأعلى مما لا يسمح بالتكاثف. في حين عندما يلتقي هواء بارد جاف بالهواء الرطب الدافئ فان الهواء الرطب الدافئ عندما يرتفع إلى الأعلى سيتكاثف مما يساعد على سقوط الأمطار.

٥-٦ التوزيع الجغرافي للتساقط في العالم
The Geographical Distribution of Precipitations

إن العوامل الأنفة الذكر تؤثر بشكل واضح على توزيع التساقط في العالم. وسنحاول الإشارة إلى هذه العوامل أينما تطلب الأمر ذلك. ولتوضيح الأمر أكثر وللتهيئة لفهم هذا التوزيع بشكل أفضل. فسوف نناقش توزيع الأمطار على قارة افتراضية:

٦-٥-١ توزيع كمية التساقط على قارة افتراضية
Precipitations on a Hypothetical Continent

بالرغم من أن توزيع التساقط يختلف في مسبباته عن توزيع الحرارة, حيث أن توزيع الضغط الجوي هو العامل الأساسي المتحكم في توزيع التساقط إلا أن اختلاف هذا التوزيع على نفس دائرة العرض يتأثر بعوامل أخرى مثل التيارات البحرية والبعد عن المسطحات المائية. أن توزيع التساقط على سطح الأرض لا يأخذ الشكل التدريجي كالحرارة. فالمناطق الاستوائية ذات الضغط الواطئ غزيرة التساقط. بينما المناطق المدارية ذات الضغط العالي قليلة أو شحيحة التساقط. يزداد التساقط بعدها في العروض الوسطى ثم تعود لتقل في العروض القطبية لنفس الأسباب. الشذوذ عن هذه القاعدة يظهر في الشكل (٦-٣) حيث تظهر المناطق الغزيرة التساقط في شرق القارات بسبب التيارات البحرية الدافئة وبسبب مواجهتها للرياح التجارية. فتظهر المناطق الغزيرة الأمطار حول خط الاستواء ولكنها في الشرق أوسع من الغرب. أما المناطق الأقل مطراً فتبدو كذلك واسعة في الشرق وضيقة في الغرب. وسبب ذلك هو الضغط العالي شبة المداري الذي تكون قاعدته على غرب القارات ورأسه المدبب على سواحل شرق القارات. لذلك تظهر المناطق الجافة القليلة الأمطار عند السواحل الغربية في المناطق المدارية, في حين تكون السواحل الشرقية على نفس دائرة العرض أكثر مطراً. وتمتد المناطق الجافة كإسفين إلى الداخل لتقف قبل بلوغها السواحل الشرقية. وهذا يشير إلى تأثير التيارات البحرية على السواحل الشرقية وكذلك إلى بعد هذه المناطق عن التأثير البحري. يزداد التساقط على السواحل الغربية للعروض الوسطى والعليا نسبة إلى السواحل الشرقية, وهذا مرة أخرى يشير إلى تأثير التيارات البحرية التي تصبح دافئة على السواحل الغربية وباردة على السواحل الشرقية. أن توزيع التساقط على هذه القارة الافتراضية يوضح تأثير العوامل المؤثرة في هذا التوزيع.

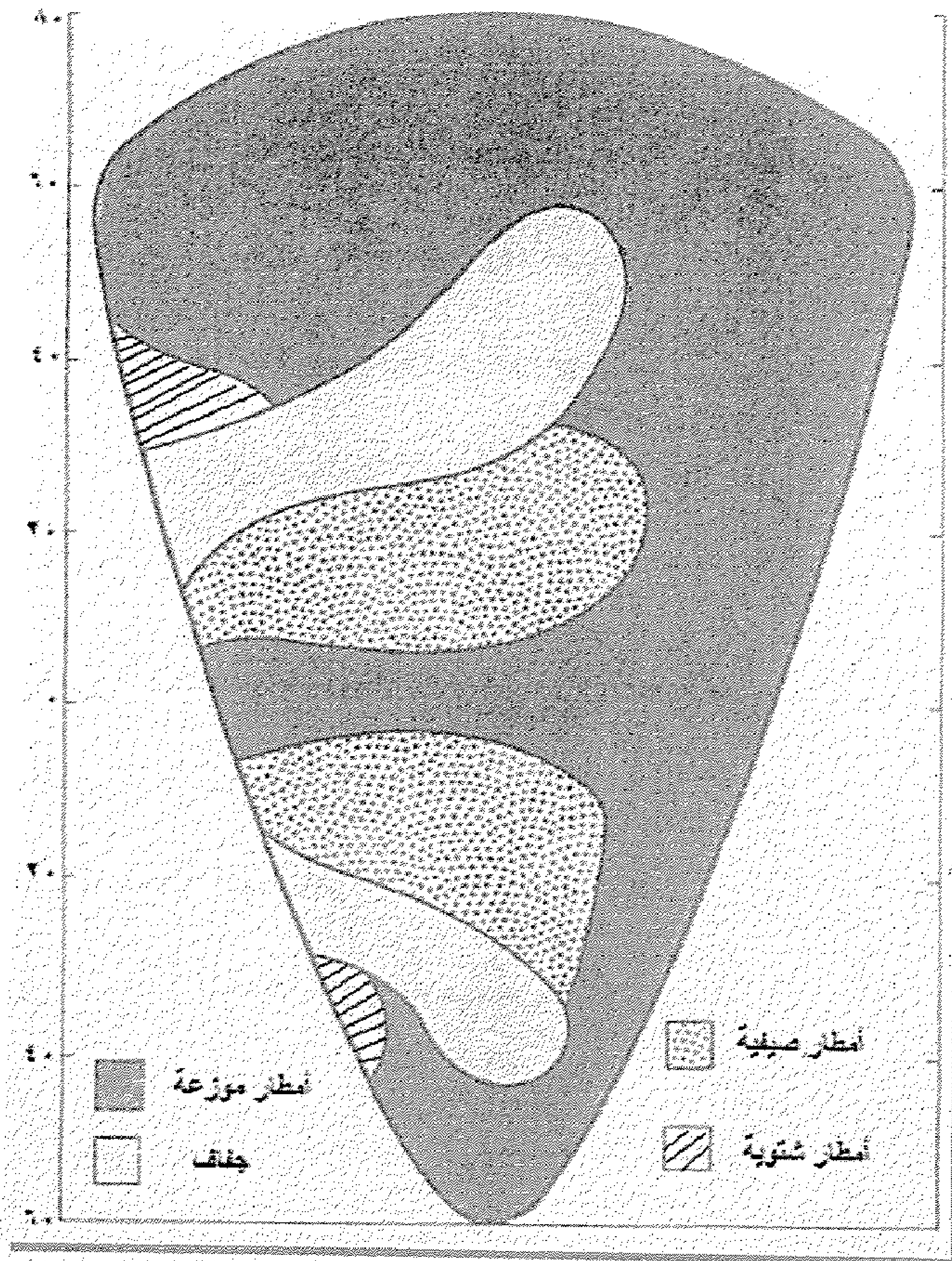


الشكل ٦-٣

توزيع الأمطار حسب الغزارة على قارة افتراضية.

أما التوزيع الفصلي للتساقط فهو الأخر مهم لأنه يوضح إلى حد كبير فعالية التساقط. يلاحظ من الشكل (٦-٤) إن اقل تساقط هو التساقط الشتوي، حيث هو نوع شاذ من التساقط. يظهر التساقط الشتوي في المناطق بين دائرتي عرض ٤٠-٣٥° شمالاً وجنوباً. أما التساقط الصيفي فهو الأخر محدود ولكنه يغطي مساحة اكبر من منطقة التساقط الشتوي والمناطق الجافة. يظهر التساقط الصيفي على الساحل الغربي بين دائرتي عرض ١٥° و ١٨° شمالاً وجنوباً، ويمتد إلى داخل القارات ولا يظهر على السواحل الشرقية للقارات. في

نصف الكرة الشمالي يحتل المنطقة بين دائرتي عرض ١٥° إلى ٣٠° في داخل القارات. بينما في النصف الجنوبي فيمتد بين ١٥° إلى ٤٠°. أما الإقليم الجاف فكما ظهر في الشكل السابق فيبدأ من السواحل الغربية للقارات ويدخل إلى الداخل حتى يصل إلى دائرة عرض ٥٥° شمالاً وجنوباً ولا يصل تأثيره أبداً إلى السواحل الشرقية للقارات. أما المناطق ذات التساقط الدائم فهي من أوسع الأقاليم، حيث تحتل المنطقة من ٤٥° شمالاً وجنوباً. أمامناطق الساحل الغربي فيحتله هذا الإقليم من القطب إلى القطب. كما يظهر على الساحل الغربي في المنطقة الاستوائية.



الشكل ٦-٤

الأمطار حسب فصول سقوطها موزعة على قارة افتراضية.

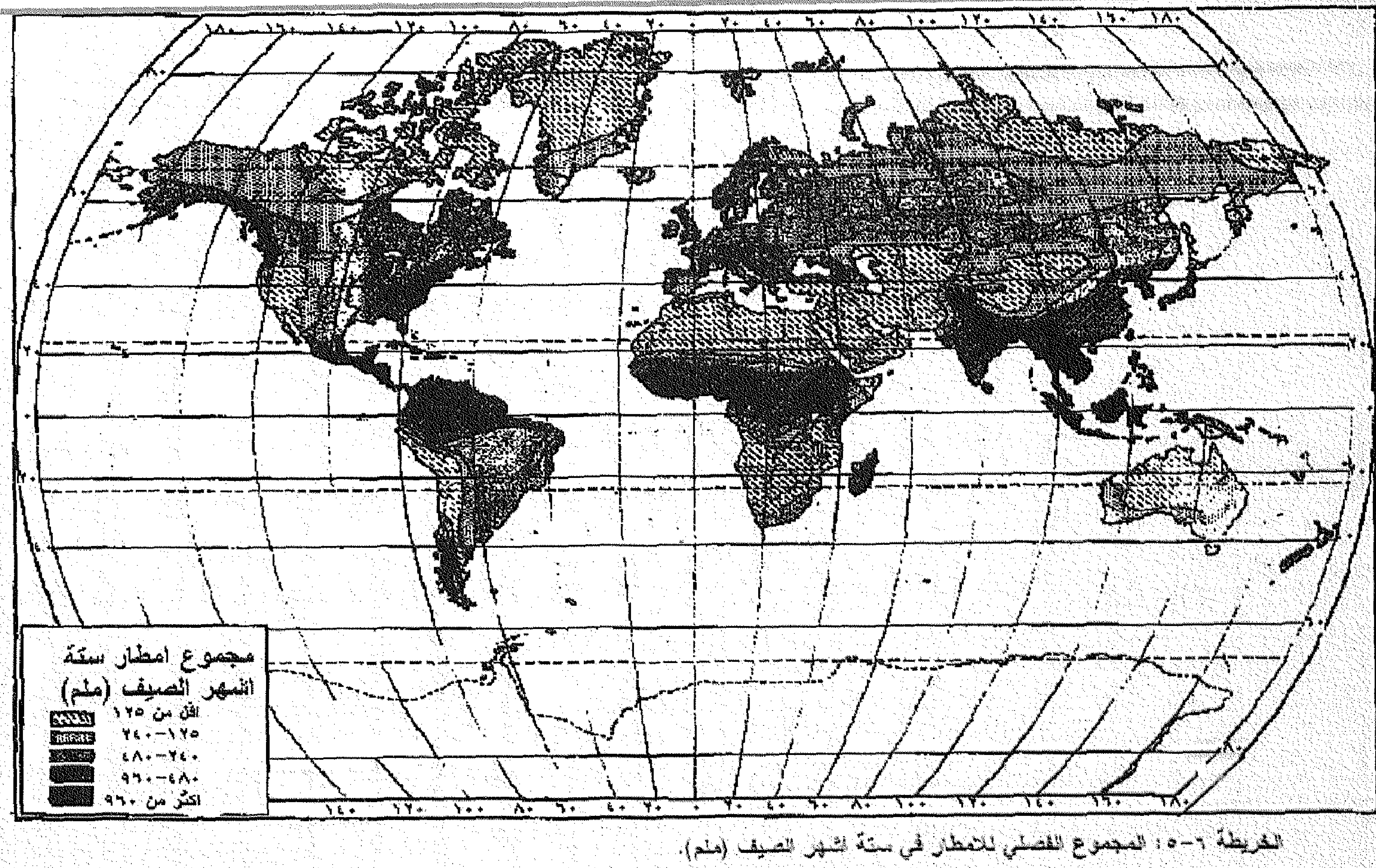
٦-٥-٢ التوزيع الجغرافي للتساقط في فصل الصيف

The Geographical Distribution of Precipitation in Summer

من الطبيعي أن يغزر التساقط صيفا، وذلك لان ارتفاع درجة الحرارة يشجع على زيادة التبخر ورفع الهواء إلى الأعلى. ولكن الصورة ليست دائما هكذا، فالضغط الجوي الحركي عامل حاسم في تقرير كمية التساقط. فالمناطق التي تخضع للضغط العالي صيفا هي مناطق جافة، بينما المناطق التي تخضع للضغط الواطئ تكون غزيرة التساقط. ويستمر تأثير التيارات البحرية حيث نجد أن شرق القارات أغزر تساقطاً من غرب القارات.

تنعدم الأمطار في هذا الفصل في الصحاري المدارية وخاصة أجزائها الوسطى والشمالية التي تخضع لسيطرة الضغط العالي. كما تنعدم الأمطار في حوض البحر المتوسط وأقصى جنوب أفريقيا وجنوب أستراليا وغرب أمريكا الجنوبية وأمريكا الشمالية. كما تنعدم الأمطار في الحافات الجنوبية لصحاري العروض الوسطى، الخريطة رقم (٦-٥).

في حين تغزر الأمطار في جنوب شرق أسيا والجزر الاندنوسية وشبه القارة الهندية التي تتعرض للرياح الموسمية في هذا الفصل، وفي مدغشقر. كما تغزر الأمطار في أمريكا الوسطى وشمال أمريكا الجنوبية. تسقط أمطار معتدلة في أوربا وشرق أمريكا الشمالية، والساحل الغربي لكندا.



الخريطة ٦-٥: المجموع الفصلي للامطار في ستة اشهر الصيف (ملم).

٦-٥-٣ التوزيع الجغرافي للتساقط في فصل الشتاء
The Geographical Distribution of Precipitation in Winter

أن تحرك انطقه الضغط بين الفصول تؤدي إلى حرمان مناطق من التساقط صيفا ومناطق أخرى شتاءا. لذلك تنعدم الأمطار في هذا الفصل في الحافات الجنوبية للصحاري المدارية وما يجاورها من الحافات الشمالية للمناطق الاستوائية. كما ينعدم التساقط في سواحل غرب القارات المدارية. وينعدم التساقط في صحاري العروض الوسطى خاصة الأجزاء الوسطى والشمالية منها. كما ينعدم التساقط في جنوب أسيا وأجزاء أخرى صغيرة. الخريطة (٦-٦). يغزر التساقط في جنوب أفريقيا جنوب خط الاستواء وفي الجزر الاندنوسية وشمال استراليا ومدغشقر وفي حوض ألامزون والساحل الغربي لكندا. يعتدل التساقط في شرق أمريكا الشمالية وفي أوربا وحوض البحر المتوسط وأقصى جنوب أمريكا الجنوبية وأقصى جنوب استراليا وشرقها والمنطقة المحيطة بحوض ألامزون. إن تحرك نطاق الرياح الموسمية في هذا الفصل إلى الجنوب حرم مناطق واسعة من أسيا من الأمطار.

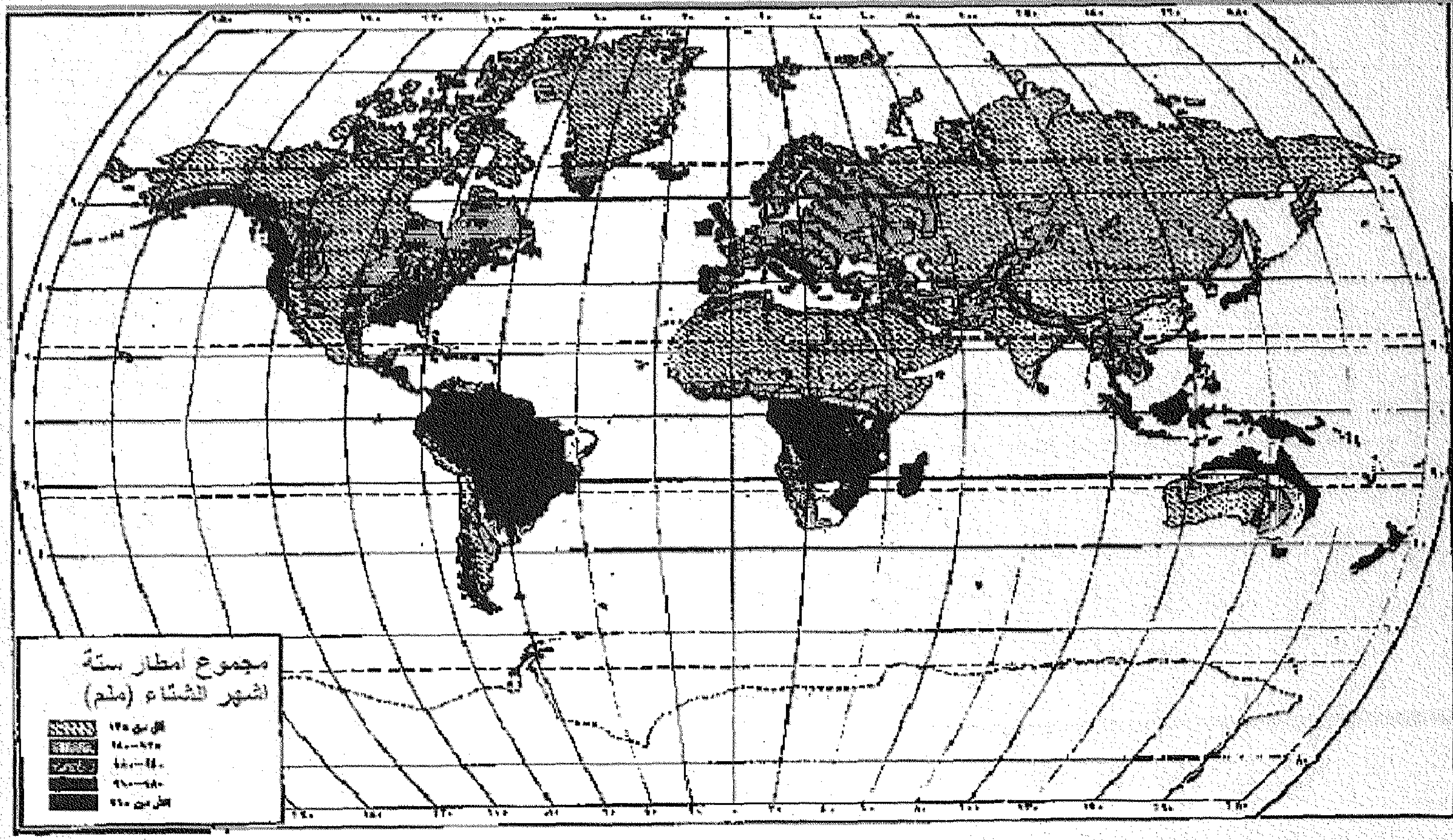
٦-٥-٤ التوزيع السنوي للتساقط
The Annual Distribution of Rain

التوزيع السنوي للتساقط في العالم لا يخرج مطلقا عن العوامل المؤثرة في توزيعه السابقة. الخريطة رقم (٦-٧) توضح التوزيع الجغرافي السنوي للتساقط ويتضح منها أن عامل الضغط هو العامل الأهم في التوزيع. فمناطق خط الاستواء ذات الضغط الواطئ تسجل أعلى كميات للتساقط كما في أمريكا الجنوبية وأفريقيا. بينما المناطق المدارية في وسط وغرب القارات تسجل أوطئ كميات ألأمطار الساقطة كما في الصحراء الكبرى وصحراء الجزيرة العربية وأستراليا.

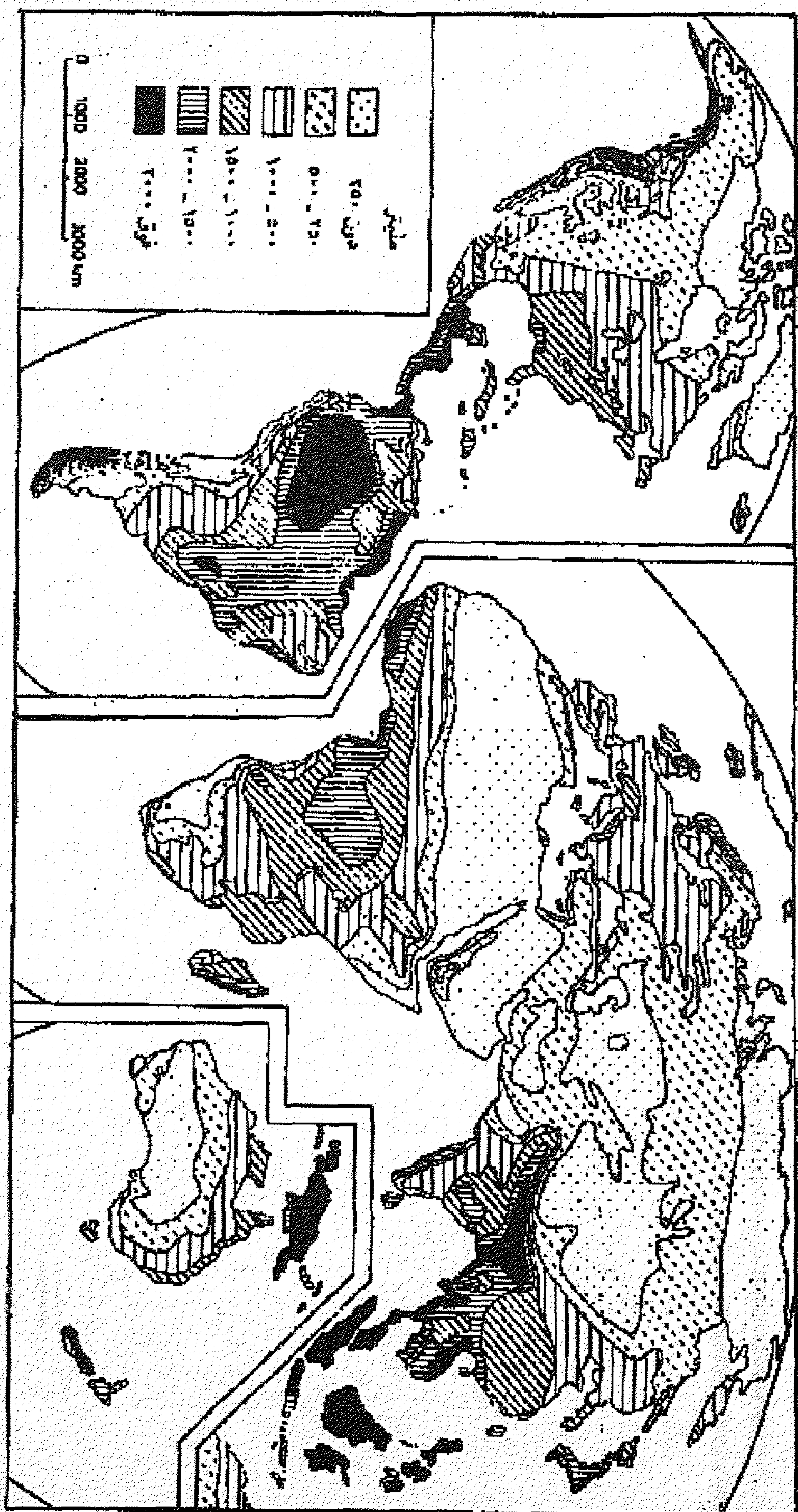
كما يظهر أثر التيارات البحرية بوضوح، فشرق أسيا المدارية (سواحل الصين، وجنوب شرق أسيا) غزيرة الأمطار بسبب قربها من تيار دافئ، بينما سواحل المغرب والصحراء المغربية في أفريقيا قليلة الأمطار بسبب التيار البارد. كما يغزر التساقط في أوربا الغربية وغرب كندا بسبب التيار الدافئ بينما يقل التساقط في شرق أسيا وشرق كندا بسبب التيار البارد. ويظهر على الخريطة أثر الارتفاع من خلال غزارة التساقط فوق السلاسل الجبلية للألب والأطلس والهملايا والروكي والانديز وجبال شرق أستراليا. أما البعد عن المسطحات المائية فيظهر أثرة في وسط أسيا والجزيرة العربية والصحراء الكبرى ووسط كندا وأستراليا. إذا يجب وضع هذه العوامل بالاعتبار عندما نريد تفسيرا لتوزيع الأمطار في العالم.

من الخريطة رقم (٦-٧) نرى أن أعلى أمطار تسقط في خط الاستواء وخاصة السواحل الغربية كما في أمريكا الجنوبية وجزء من شمال أمريكا الجنوبية وأمريكا الوسطى ووسط أفريقيا وساحلها الغربي وجزر إندونيسيا وجنوب شرق أسيا. وتتراوح أمطار هذه المناطق بين ٢٠٠٠ – ٤٠٠٠ ملم.

بالاتجاه نحو المناطق المدارية تقل الأمطار وتتحول إلى قطرات مطر لأتزيد عن ٥٠٠ ملم، مما يجعل المناخ الصحراوي هو السائد. تظهر الصحاري وسط وغرب القارات حول مدار السرطان والجدي كما في الصحراء الكبرى في أفريقيا وصحراء الجزيرة العربية وامتدادها في صحراء لوط في إيران وصحراء ثار بين الهند وباكستان. وتظهر في نطاق ضيق في غرب الولايات المتحدة الأمريكية في صحراء أريزونا وصحراء سنوريا في المكسيك. أما في النصف الجنوبي، فاكبر امتداد صحراوي هو في وسط وغرب أستراليا وكذلك صحراء كلهاري في أفريقيا وصحراء بيرو الساحلية في أمريكا الجنوبية.



الخريطة ٦-٦ : المجموع الفصلي للأمطار في ستة أشهر الشتاء (ملم).



الخريطة ٦-٧ : المجموع السنوي للأمطار في العالم (ملم)

أما في العروض الوسطى فوق المدارية أي بين دائرتي عرض ٤٠°-٦٠° فنرى غزارة التساقط في غرب القارات كما في غرب أوربا وغرب كندا وجنوب غرب أمريكا الجنوبية. بينما يقل التساقط في شرق أسيا وأمريكا الشمالية وأمريكا الجنوبية. فقد تصل أمطار هذه المناطق إلى ٢٠٠٠ ملم ولكنها بصورة عامة تزيد عن ١٠٠٠ ملم. أما في المناطق القطبية فارتفاع الضغط وانخفاض الحرارة يؤديان إلى تناقص كبير في سقوط الثلوج مما يجعل التساقط بحدود ١٠ -٢٠ ملم سنويا.

كما تؤثر التضاريس على الأمطار. فالمعروف أن اصطدام الهواء بالتضاريس يؤدي إلى رفعها مما يساعد على خفض درجة حرارتها. فإذا كان الهواء رطب فان بخار الماء فيه سوف يتكاثف ويساعد ذلك على التساقط. وبذلك فان التساقط في المناطق الجبلية هو أغزر من التساقط على المناطق المجاورة لها. كما يمكن للجبال أن تكون مناطق لظل المطر. حيث أن السفوح المعاكسة لهبوب الرياح غالبا ما تكون في مناطق ظل المطر. أي أن الأمطار الساقطة عليها تكون قليلة. المقصود بالمرتفعات هنا هي السلاسل الجبلية الكبيرة الحجم والهضاب المرتفعة ذُات التأثير على المناخ. فالجبال المنفردة أو حتى السلاسل الجبلية ذات الارتفاع أقل من ١٨٠٠ متر لا تدخل ضمن هذه المعالجة. حيث أن السلاسل الجبلية ضمن هذا الارتفاع ليس لها تأثير على الأمطار يؤدي إلى تغيير في كميتها وجعله مختلفاً عن أمطار المنطقة المجاورة. لذلك تظهر الجبال غير المرتفعة في الخريطة ضمن مناطق الأمطار للإقليم.

التساقط على الجبال يختلف عن التساقط على المناطق السهلية المجاورة. فاضطرار الهواء إلى تسلق الجبال يساعد على تبريده مما يؤدي إلى تكاثف بخار الماء فيه مما يؤدي إلى تنشيط التساقط. زيادة التساقط بالارتفاع ليس له قاعدة ثابتة لأنه يعتمد على توفر بخار الماء في الهواء. وعلية يمكن القول أن التساقط يزداد بالارتفاع ولكن إلى ارتفاع معين حيث تقل قدرة الهواء على

الاحتفاظ بالرطوبة كلما انخفضت درجة حرارته، وبذلك يبدأ عندها التساقط بالتناقص بالارتفاع. وتكفي الإشارة إلى أن أغزر بقاع العالم أمطاراً هي المناطق الجبلية كما في تشيروبونجي في الهملايا، وفي جبال الانديز في كولومبيا. هذه الحقيقة تكون أكثر بروزاً في المناطق الجافة وشبه الجافة، حيث تظهر المناطق الجبلية عبارة عن جزر خضراء في وسط الصحراء القاحلة. فالارتفاع يؤدي إلى زيادة الأمطار في محيط جاف جداً أو شبه جاف مما يجعلها مختلفة عما حولها. وابرز مثال على ذلك جبال اليمن التي تبدو وكأنها جنة خضراء في وسط صحراء مترامية الأطراف.

الجبال تختلف أمطارها ضمن المنطقة الجبلية نفسها. فالسفوح المواجهة لهبوب الرياح تساقطها أغزر من السفوح المعاكسة لهبوب الرياح (ظل المطر Rain Shadow) . فالرياح عندما تضطر لتسلق الجبال فإنها تتكاثف وتسقط أمطاراً على السفوح التي تواجهها، وعندما تعبر هذه الجبال فإنها تبدأ بالهبوط مما يكسبها حرارة فتتوقف عملية التكاثف فتصبح أقل مطراً. وتجب الإشارة هنا إلى أن الهواء العابر للجبال لا يبدأ الهبوط حال عبوره القمة وإنما يقطع مسافة بعد القمة ثم يبدأ بالهبوط. وما ينطبق على الأمطار ينطبق على الثلوج. أما بالنسبة إلى خط الثلج الدائم Snow line، فان ارتفاعه يختلف حسب دائرة العرض، وحسب تعرض السفح للرياح، وحسب كمية الأمطار الساقطة. فخط الثلج مرتفع في المناطق الاستوائية والمدارية وينخفض كلما اتجهنا إلى القطب. كما أن خط الثلج اخفض على السفوح المواجهة للرياح من السفوح التي تقع في ظل المطر، وذلك لان كمية التساقط تلعب دوراً في ارتفاع خط الثلج. ففي المناطق الغزيرة التساقط يكون خط الثلج منخفضاً بينما في المناطق القليلة التساقط يكون خط الثلج مرتفعاً. لذلك فأعلى خط للثلج ليس عند خط الاستواء وإنما على دائرتي عرض ١٥-٢٥°م شمالاً وذلك لغزارة الأمطار على خط الاستواء وقلتها في هذه العروض.

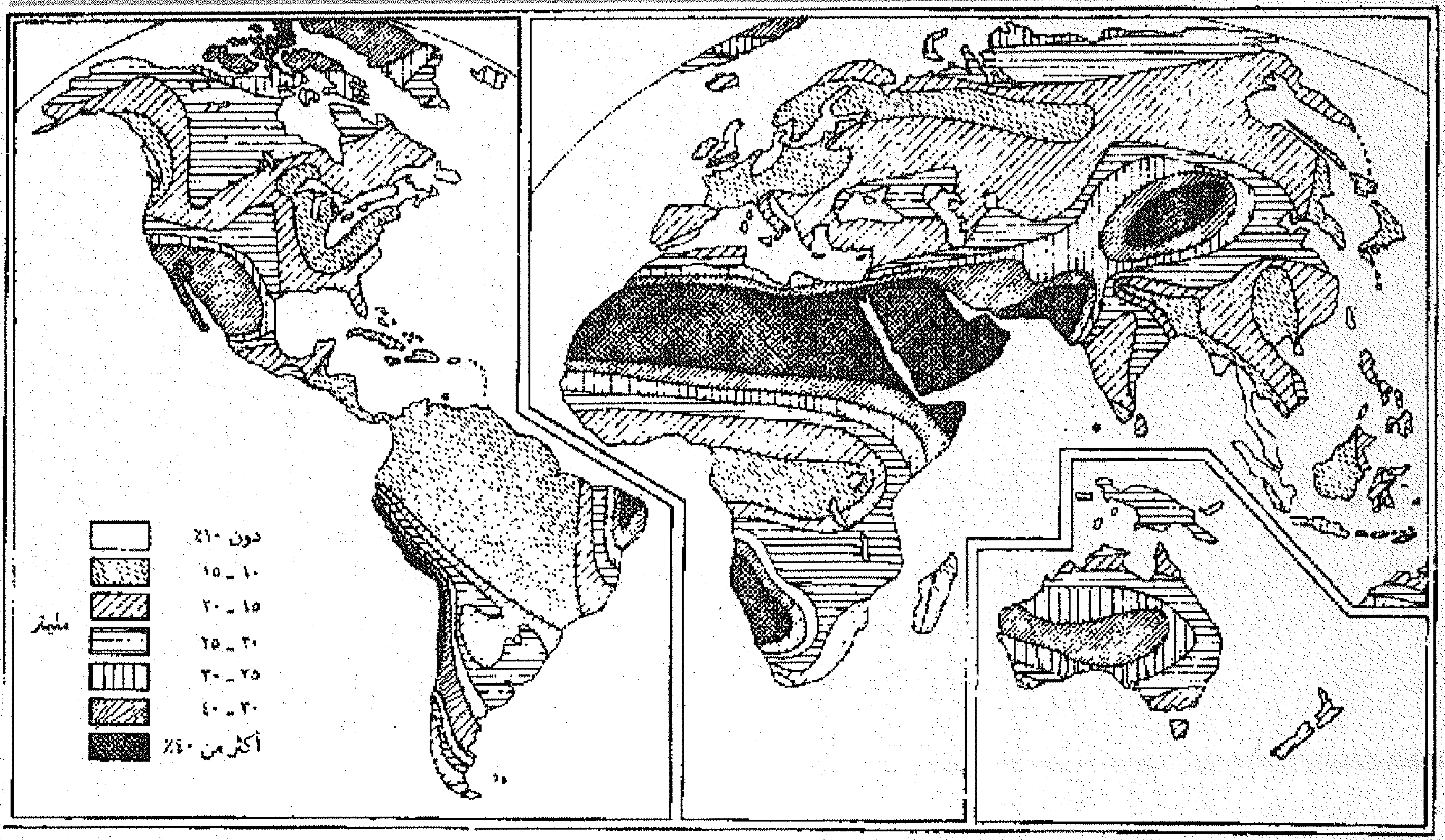
٦-٥-٥ التباين السنوي للتساقط
Precipitation Annual Variations

يقصد بالتباين السنوي للتساقط هو اختلاف كمية التساقط بين سنة وأخرى على منطقة معينة. فالأرقام التي تعبر عن كمية التساقط في منطقة معينة هي غالباً معدلات التساقط لهذه المنطقة لعدة سنوات. لذلك إذا أخذنا الأرقام الحقيقية لمجموع التساقط السنوي لكل سنة على انفراد، سنجد تبايناً في هذه الكمية بين سنة وأخرى. إن أسباب هذا التباين تعود إلى العوامل المؤثرة على التساقط نفسها. فالعوامل المؤثرة على التساقط يمكن تقسيمها إلى عوامل حركية وعوامل ثابتة. فالبعد عن المسطحات المائية، والتيارات البحرية، والتضاريس هي عوامل ثابتة. في حين إن الضغوط الجوية، ونوع الجبهة الهوائية هي عوامل متحركة. والعوامل المتحركة هي سبب هذا التباين في كمية التساقط السنوي. ففي بعض السنوات يكون تكرار الضغط العالي اكبر من تكرار الضغط الواطئ، لذلك تقل كمية التساقط السنوي. إما إذا زاد تكرار الضغط الخفيف على تكرار الضغط العالي في سنوات أخرى فان التساقط يزيد في تلك السنة. استناداً إلى هذه الحقيقة فإننا نتوقع أن يزداد التباين في المناطق الحدية لتحرك الضغوط، وكذلك في مناطق التكرار العالي للضغط العالي. بعبارة أخرى يزداد التباين في المنطقة الانتقالية بين الضغط الخفيف الاستوائي والضغط العالي شبه المداري. كما يزداد التباين في مناطق الضغط العالي المداري وشبه القطبي. ويقل التباين في مناطق الضغط الخفيف السنوي وكذلك في الجزر والسواحل. بعبارة أخرى يقل التباين في مناطق الضغط الخفيف الاستوائي والضغط الخفيف في العروض الوسطى.

إذا حولنا التباين إلى نسبة مؤوية للتعبير عن كمية التباين السنوي، فإننا سنجد إن اكبر مناطق التباين في الصحاري المدارية والساحلية حيث تصل النسبة إلى أكثر من ٤٠٪ (الخريطة ٦-٨). تظهر هذه النسبة في الصحراء

الكبرى والجزيرة العربية والقرن الأفريقي وصحراء ثار ولوط وصحراء سنوريا في المكسيك, كما تظهر في الصحاري الساحلية الباردة, وفي شرق أسيا في الصحاري الباردة. هذه النسبة تشير إلى أن أمطار الصحاري تزيد أو تقل بنسبة أكثر من ٤٠٪ عن المعدل السنوي. إن سبب التباين الكبير في الصحاري يعود إلى سيطرة الضغط العالي معظم أيام السنة, وفي حالات غير قياسية قد يتغلغل الضغط الواطئ ليؤدي إلى سقوط بعض الأمطار. يقل التباين إلى بين ٤٠٪ إلى ٣٠٪ في المناطق شبه الجافة المحيطة بالصحاري وفي وسط استراليا. فالمناطق شبه الجافة أفضل حظاً من المناطق الجافة في وصول المنخفضات الجوية إليها مما يقلل من نسبة التباين. واقل نسبة تسجل في سنغافورة وماليزيا حيث تكون اقل من ١٠٪. فالمناطق الجزرية القريبة من خط الاستواء يسيطر عليها الضغط الواطئ الاستوائي طول العام. تليها المنطقة المحيطة بخط الاستواء حيث تتراوح بين ١٠ -١٥٪. وهذه المنطقة لا يبتعد عنها الضغط الواطئ الاستوائي كثيراً طول العام.

أكبر تباين على مستوى القارات يحدث في قارة أسيا, حيث تتراوح النسبة بين أكثر من ٤٠٪ إلى اقل من١٠٪. امتداد هذه القارة بين خط الاستواء والقطب جعل مناطقها تتواجد في كل العروض. إما في قارات أفريقيا وأمريكا الجنوبية وأمريكا الشمالية فان النسبة بين أكثر من ٤٠٪ إلى ١٠٪. وتتراوح النسبة في قارة استراليا بين ٤٠٪ إلى ٢٥٪. واقل قارة في التباين هي أوربا حيث تتراوح بين ١٠٪ إلى ٢٥٪.



الخريطة ٦-٨: نسبة التباين السنوي في سقوط الامطار، النسبة المؤوية تشير الى التباين عن المعدل السنوي.

الفصل السابع

الكتل الهوائية والتيارات البحرية

g Z .

الكتل الهوائية والتيارات البحرية

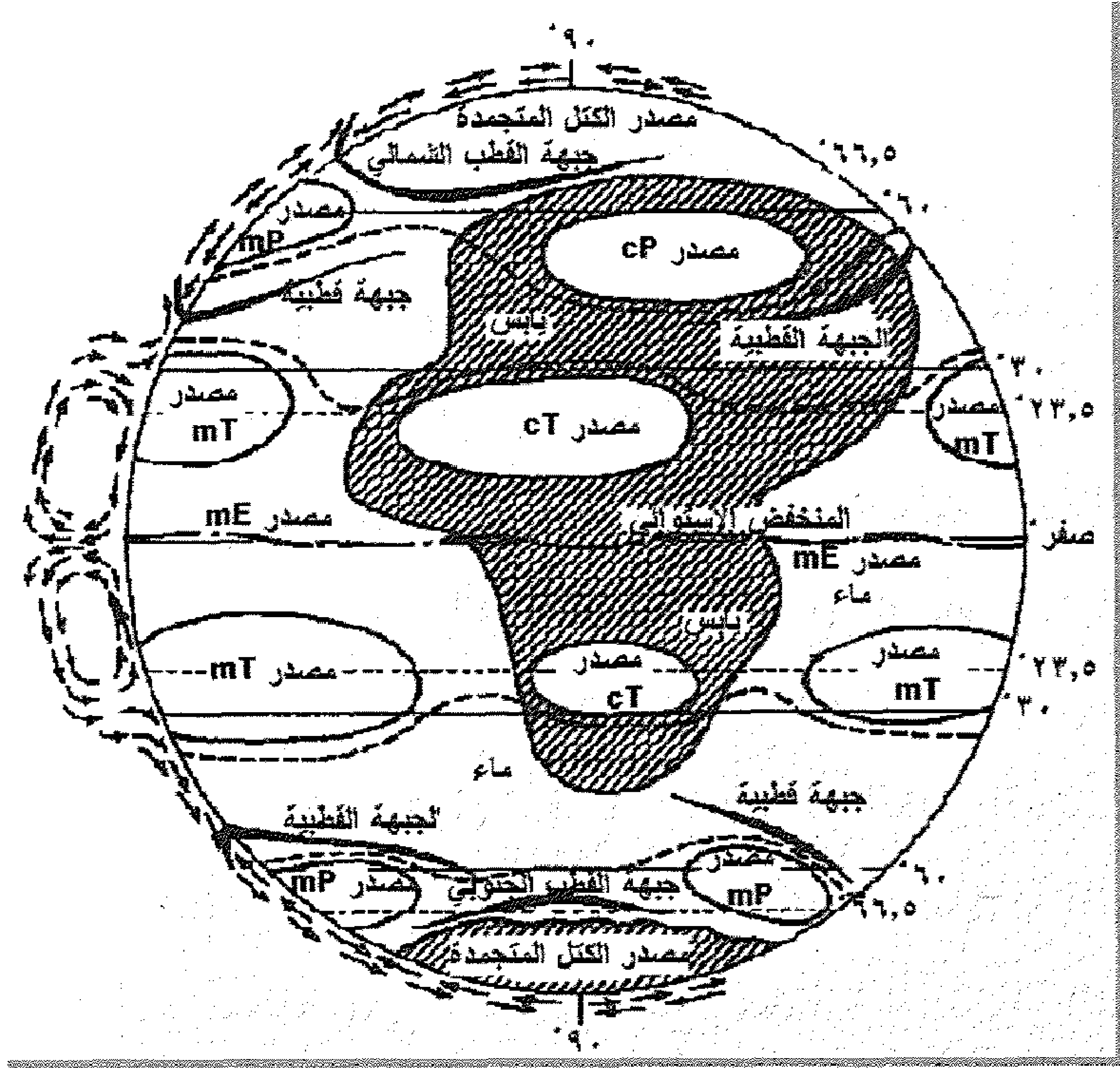
٧-١ مفهوم الكتل الهوائية Air Masses Definition

الكتل الهوائية جسم ضخم من الهواء متجانس أفقياً في حرارته ورطوبته يغطي آلاف الكيلومترات. ويشترط في تكونها أن يكون الهواء ساكناً فوق منطقة النشوء لعدة أيام وان تتكون في منطقة متجانسة ومنبسطة. تنشا هذه الكتل فوق مناطق الضغط العالي المدارية والقطبية وفوق الماء أو اليابس الشكل (٧-١). تتحرك هذه الكتل فتؤثر على المناطق التي تصل إليها حاملة معها الصفات المناخية للمنطقة التي نشأت فوقها. فالتكرار العالي للكتل الهوائية المدارية Tropical فوق منطقة يعني ارتفاع درجة الحرارة. كما أن التكرار العالي للكتل القطبية Polar فوق منطقة يعني انخفاض درجة الحرارة. والتكرار العالي للكتل القارية Continental يعني الجفاف بينما التكرار العالي للكتل البحرية Maritime يعني الرطوبة والأمطار. لذلك فان سيادة أي نوع أو التكرار العالي لأنواع من الكتل الهوائية يؤثر على الطقس والمناخ بشكل مباشر.

هناك مناطق مفضلة للكتل الهوائية لكي تنشأ، وهذه المناطق تسمى المناطق المصدرية للكتل الهوائية (الشكل ٧-١). ويشترط في المناطق المصدرية أن تتوفر فيها الشروط الآتية:

(١) منطقة سكون هواء لفترة طويلة من الزمن: فمناطق الضغط العالي توفر مناطق ممتازة لتوفر هذا الشرط، كما يمكن أن تنشأ في مناطق الضغط الواطئ التي يسود فيها هدوء الهواء مثل المناطق الاستوائية. إن سكون

الهواء واستقراره فوق المنطقة لفترة طويلة هو لكي يسمح للهواء أن يأخذ صفات المنطقة التي تكون فوقها. فلكي تنتقل حرارة ورطوبة منطقة إلى الهواء المستقر فوقه يجب أن يبقى الهواء مستقراً لفترة أكثر من ثلاثة أيام.



الشكل ٧-١

توزيع مواقع نشوء الكتل الهوائية على قارة افتراضية.

(٢) أن يكون السطح متجانس: إما كله ماء أو كله يابس، إما كله مزروع أو كله اجرد. إن هذه الصفة تعطي للهواء تجانسه من حيث كمية الرطوبة، فالهواء إذا كان جزء منة فوق الماء والأخر فوق اليابس فانه لا يتجانس لان الماء سيعطي رطوبة للجزء الموجود فوقه بينما اليابس لا يعطي هذه الرطوبة فيصبح الهواء فوق اليابس جافاً، وبذلك لا يتحقق التجانس في الهواء في كمية الرطوبة. ونفس الشيء يقال عن الحرارة، فاختلاف التسخين بين الماء واليابس يؤدي إلى اختلاف الحرارة بين أجزاء الهواء فلا يتجانس.

(٣) أن يكون السطح مستوي: السطح المستوي يسمح للهواء بالتجانس, بينما السطح المتضرس لا يسمح بتجانس الهواء. فالمعروف إن الهواء يفقد حرارته بالارتفاع, لذلك تفقد صفة التجانس الأفقي بدرجة حرارة الهواء.

٧-٢ تصنيف الكتل الهوائية Air Masses Classification

الكتل الهوائية هي عبارة عن جسم ضخم من الهواء يستقر فوق منطقة المصدر لفترة أكثر من ثلاثة أيام فيأخذ صفات المنطقة التي استقر فوقها. وعندما نتعامل مع الكتل الهوائية فإننا نتعامل مع الهواء بأبعاده الثلاثة (طول, عرض, ارتفاع). وتتصف الكتل الهوائية بأنها متجانسة في حرارتها ورطوبتها أفقياً. تنشأ الكتل الهوائية في مراكز الضغط العالي الدائم لأنة يوفر استقراراً للهواء لفترة من الزمن حتى يساعده على اكتساب صفات المنطقة التي ينشأ فوقها. كما يمكن أن تنشأ في مناطق الهدوء الهوائي في المنطقة الاستوائية, وكذلك على مجرى الرياح الغربية. وتوصف الكتل الهوائية بدرجة حرارتها وبمحتواها من الرطوبة.

لذلك تقسم الكتل الهوائية إلى أربعة أصناف رئيسية وثلاثة ثانوية. الجدول (٧-١) يبين الصفات الأساسية للكتل الهوائية الرئيسية والثانوية. وتسمى الكتل الهوائية رئيسية إذا كانت تغطي منطقة واسعة, وتتحرك إلى مناطق واسعة أخرى. إما الكتل الثانوية فإنها إما أن تغطي منطقة صغيرة ولا تظهر في بعض الفصول, أو إنها معدلة عن كتلة أخرى.

الكتل الرئيسية: وهي أربعة أنواع:

١- الكتلة الهوائية المدارية القارية Continental Tropical Air Masses

وهي كتلة حارة جافة تنشأ فوق اليابس المداري حيث الضغط العالي الدائم وتتكون فوق الصحاري المدارية مثل الصحراء الكبرى والجزيرة العربية وأستراليا, وهي ضعيفة في الشتاء. يرمز إلى هذه الكتلة cT.

٢- الكتلة الهوائية المدارية البحرية Miretime Tropical Air Masses
وهي كتلة أقل حرارة من الأولى ولكنها أكثر رطوبة وتتكون فوق المحيطات المدارية حيث مراكز الضغط العالي الدائم. هي مصدر أساسي للأمطار الغزيرة. يرمز إلى هذه الكتلة mT.

٣- الكتلة الهوائية القطبية القارية Continental Polar Air Masses وهي كتلة باردة جافة حيث تتكون فوق قارتي أسيا وأمريكا الشمالية بين دائرتي عرض ٤٥° - ٦٠° شمالاً. ولا توجد في النصف الجنوبي. نشطة جداً في الشتاء. يرمز إلى هذه الكتلة cP.

٤- الكتلة الهوائية القطبية البحرية Miretime Polar Air Masses وهي كتلة أقل برودة من القطبية القارية ولكنها رطبة وتتكون فوق المحيطات شمال دائرة عرض ٤٥°-٥٠° شمالاً وجنوب نفس العروض جنوباً. وهي مصدر الأمطار والثلوج للعروض العليا. يرمز إلى هذه الكتلة mP.

الكتل الثانوية: وهي ثلاثة أنواع:

١- المتجمدة الشمالية Continental Arctic: وهي كتلة شديدة البرودة وجافة لأنها تتكون فوق السطوح الثلجية للقطب. تتكون فوق كرينلند والقطب الشمالي في الفترة بين كانون الأول وآذار. ويتقلص تأثيرها كثيراً في الصيف. يرمز إلى هذه الكتلة cA.

٢- المتجمدة الجنوبية Continental Anti Arctic: وهي كتلة شديدة البرودة وجافة تتكون فوق السطوح الثلجية للقارة القطبية الجنوبية. وتتكون من حزيران إلى أيلول. وعندما تعبر المحيطات إلى أقصى جنوب القارات الجنوبية (أستراليا. أفريقيا. أمريكا الجنوبية) تحور إلى كتلة قطبية بحرية. يرمز إلى هذه الكتلة cAA.

٣- الاستوائية Miretime Equatorial: هي كتلة محورة عن المدارية تزداد حرارتها ورطوبتها كلما اقتربت من الاستواء، وتؤثر على المناطق الاستوائية فقط. يرمز إلى هذه الكتلة mE.

كما تعطى الكتل الهوائية الرمز W إذا كانت تمر على سطح ابرد منها. فالكتل الهوائية المدارية مثلاً عندما تتجه شمالاً في نصف الكرة الشمالي فإنها تتجه من سطوح دافئة إلى سطوح ابرد، لذلك تأخذ الرمز W. وتعطى الرمز K إذا مرت على سطح أدفئ منها، فالكتل القطبية المتجهة جنوباً في نصف الكرة الشمالي تمر على سطوح أدفئ منها.

يمكن إضافة الرمز u إلى الكتلة الهوائية إذا كانت من الأسفل غير مستقرة. فالهواء إذا حصل على تدفئة من الأسفل فانه يصبح غير مستقر. أو يضاف الرمز s إذا كان الهواء من الأسفل مستقراً. فالهواء الذي يبرد من الأسفل يصبح مستقراً.

إن هذه الرموز تعطي وصفاً جيداً للكتلة الهوائية. ولكن يجب ملاحظة أن الالتزام بحجم الحرف المعبر عن الكتلة ضروري جداً. فالحرف الصغير الأول يعبر عن حالة الرطوبة. فالكتل البحرية تحمل الحرف m الصغير، بينما القارية تحمل الحرف c الصغير. إما الحرف الثاني الكبير فهو يعبر عن المنطقة التي تنشا فيها الكتلة الهوائية. فالحرف P الكبير يعبر عن المنطقة القطبية، والحرف T الكبير يعبر عن المنطقة المدارية، والحرف E الكبير يعبر عن المنطقة لاستوائية، والحرف A الكبير يعبر عن القطب الشمالي، والحرفان AA الكبيران يعبران عن القطب الجنوبي. بالنسبة للحرف الكبير W فهو يعبر عن طبيعة السطح الموجودة فوقه الكتلة الهوائية حيث يكون ابرد من هواء الكتلة. إما الحرف الكبير K فهو يعبر عن السطح الادفئ الذي تكون فوقه الكتلة الهوائية. إما الحرف الصغير u فهو إشارة إلى كتلة غير مستقرة، والحرف الصغير s فهو إشارة إلى كتلة مستقرة.

جمع الحروف الأربعة إذاً سيعبر عن رطوبة الكتلة, وحرارة الكتلة, والسطح الذي تتجه إليه الكتلة, واستقرارية الكتلة. فالحروف cTWs تشير إلى كتلة قارية مدارية تسير فوق سطح ابرد منها ومستقرة. إما الحروف mPKu فإنها تشير إلى كتلة بحرية قطبية تسير فوق سطح أدفئ منها وغير مستقرة. وهكذا نكون قد أعطينا وصفاً جيداً للكتل.

٧-٣ صفات الكتل الهوائية Air Masses Characteristics

لكل كتلة هوائية صفاتها الخاصة بها, وقد تختلف نفس الكتلة في صفاتها بين الصيف والشتاء. ويلاحظ إن الكتلة الهوائية المدارية القارية أكثر حرارة من الكتلة المدارية البحرية (الجدول ٧-١). إن ارتفاع حرارة الكتلة المدارية القارية عن حرارة الكتلة المدارية البحرية يعود إلى أن اليابس يسخن أسرع من الماء, كما إن الماء مهما سخن لا يصل إلى درجة حرارة اليابس. وبنفس المقياس فان الكتلة القطبية القارية ابرد من الكتلة القطبية البحرية. إما الرطوبة فان الكتلة البحرية سواء أكانت مدارية أو قطبية فإنها تحمل بخار ماء أكثر من الكتلة القارية. والسبب معروف, فان نشوء الكتل البحرية فوق المسطحات المائية يسمح لها بحمل كميات كبيرة من بخار الماء لتوفره, بينما الكتل القارية فإنها لا تحمل إلا القليل. الكتل الهوائية المدارية تحمل بخار ماء أكثر من الكتل القطبية. والسبب يعود إلى أن الهواء الدافئ أكثر مقدرة على حمل بخار الماء من الهواء البارد (الجدول ٧-١). حتى إن الكتلة المدارية القارية تحمل بخار ماء أكثر من الكتلة القطبية البحرية, لذلك فان الظروف الطبيعية إذا ساعدت على سقوط أمطار, فان أمطار الكتل المدارية أغزر من أمطار الكتل القطبية.

الجدول (٧-١): أنواع الكتل الهوائية وصفاتها

الكتلة الهوائية	درجة الحرارة درجة مئوية	الرطوبة النوعية غم/ كغم
الكتل الرئيسية		
المدارية القارية cT	٣٤	١١
المدارية البحرية mT	٢٤	١٧
القطبية القارية cp	-١١	١.٤
القطبية البحرية mP	٤	٤.٤
الكتل الثانوية		
المتجمدة الشمالية cA	-٤٦	٠.١
المتجمدة الجنوبية cAA	-٤٦	٠.١
الاستوائية mE	٢٧	١٩

Strahler, Physical Geography, 4th. Ed. John Wiley and Sons, New York, 1975, P. 185.

يلاحظ انه لا وجود للكتل المتجمدة البحرية. السبب في ذلك يعود إلى أن السطوح الثلجية التي تتكون فوقها الكتل المتجمدة سواء أكانت بحرية أو قارية فإنها سطوح متجمدة لا تزود الهواء ببخار الماء مما يجعل الهواء جافاً جداً وكذلك بارداً جداً. فالماء المتجمد الذي تتكون فوقه هذه الكتل لا يساعد على تلطيف درجة الحرارة ولا تزويد الهواء ببخار الماء. فان الكتل الهوائية المتجمدة إذا ما تحركت فإنها تؤدي إلى خفض شديد في درجة الحرارة وكذلك هواء شديد الجفاف. كما يلاحظ كذلك أن لا وجود للكتل الهوائية الاستوائية القارية. فالمنطقة الاستوائية التي تتكون فوقها الكتل الهوائية إما بحرية أو يابس شديد الرطوبة لغزارة الأمطار، أو مناطق غابات كثيفة مما يؤدي إلى رطوبة عالية في الهواء بسبب النتح من النبات. فالسطوح اليابسة في المناطق الاستوائية تشبه مسطح مائي تستطيع تزويد الهواء بكل ما يحتاجه من بخار ماء.

الكتل الهوائية بكل أنواعها تتعرض إلى تعديلات على درجة حرارتها وكمية الرطوبة فيها إذا تحركت من منطقة المنشأ إلى أية منطقة أخرى. وتزداد هذه التعديلات كلما قطعت الكتلة مسافات اكبر, بل إن بعض الكتل قد تفقد كل صفاتها الأصلية وتصبح كتلة مختلفة عن الكتلة الأصلية. فالكتلة الهوائية القطبية مثلاً إذا تحركت إلى منطقة أدفئ فإنها باستمرار ستكسب حرارة من المناطق التي تمر فوقها وبذلك تتعدل درجة حرارتها, ونفس الحال ينطبق على الكتلة المدارية. إما إذا تحركت الكتلة الهوائية إلى مناطق ابرد من منطقة النشوء فإنها ستفقد من حرارتها إلى السطح الموجود أسفل منها مما يجعل الهواء بعد أن يقطع مسافة ابرد مما كان علية في المنشأ. لذلك عند البحث عن الكتل الهوائية وصفاتها لابد من اخذ موضوع التعديل الذي يطرأ على الكتلة بنظر الاعتبار.

نفس الموضوع يطبق على المحتوى الرطوبي للكتلة, مع اختلاف. فالكتلة بعد أن تقطع مسافة فإنها إذا سخنت فان الرطوبة النسبية فيها ستقل وذلك لتحسن مقدرة الهواء على حمل بخار الماء. إما إذا انخفضت درجة حرارة الهواء في الكتلة عن درجة حرارته في نقطة الشروع فان الرطوبة النسبية للهواء سترتفع, لان قدرة الهواء على الحمل قد انخفضت. إما إذا حصل تكاثف وتساقطت الأمطار أو الثلوج من الهواء فان محتوى الرطوبة في الهواء سوف ينخفض.

٧-٤ التوزيع الجغرافي للكتل الهوائية
Geographic Distribution of Air Masses

يهدف التوزيع الجغرافي للكتل الهوائية إلى تحديد مواقع نشوء وتأثير الكتل الهوائية المختلفة. فالكتل الهوائية تنشأ ثم تتحرك بعد ذلك إلى مناطق أخرى فتنقل معها صفاتها, وبنفس الوقت يحصل تعديل على هذه الصفات خاصة إذا قطعت مسافة كبيرة. وتختلف مناطق سيادة الكتل بين الصيف والشتاء, ففي الصيف تسود الكتل المدارية على حساب الكتل القطبية في النصف الشمالي للكرة الأرضية, والعكس صحيح في الشتاء.

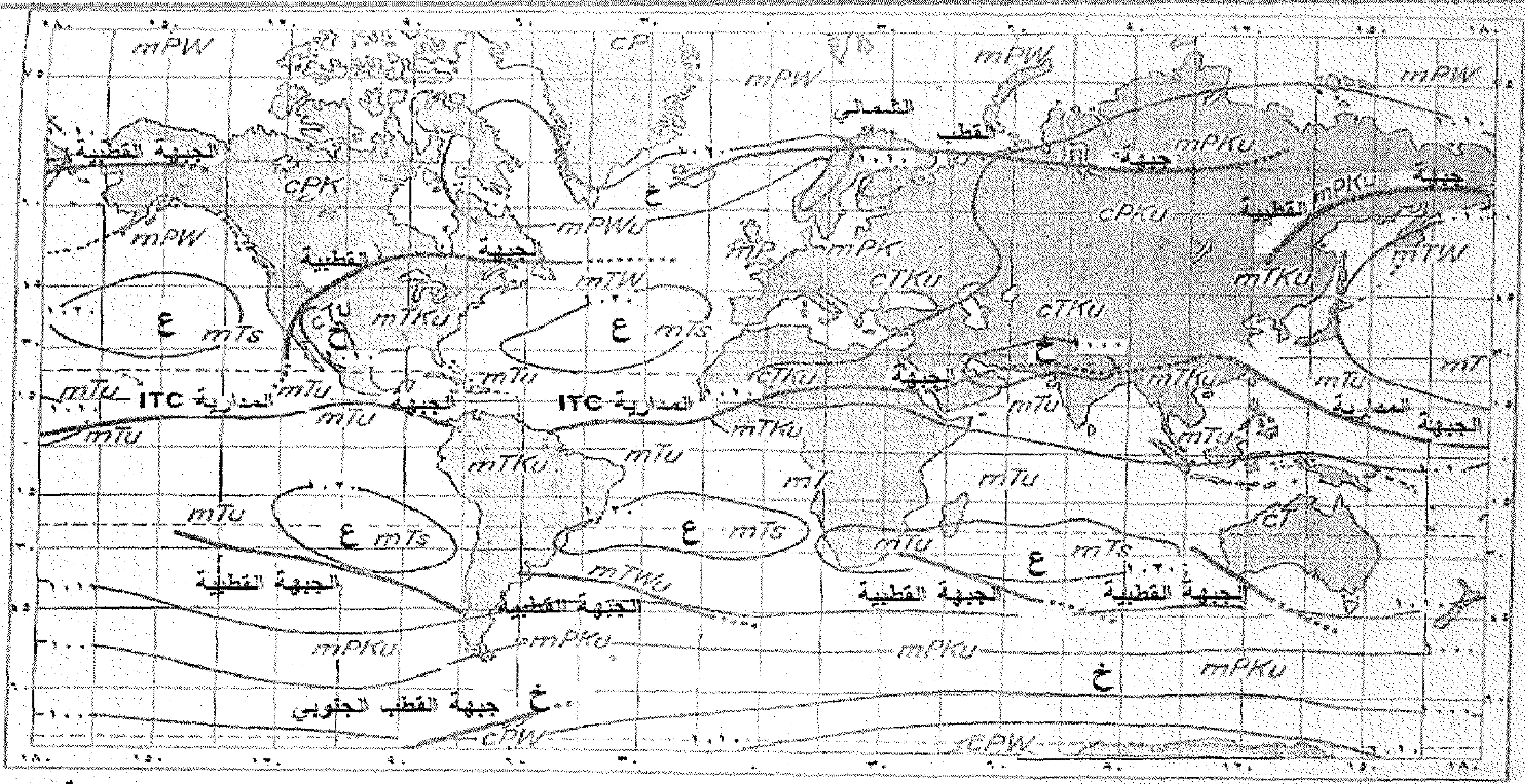
كما تختلف الكتل السائدة في النصف الجنوبي عن الكتل السائدة في النصف الشمالي وذلك لاختلاف توزيع الماء واليابس بين النصفين. فالنصف الجنوبي الذي معظمة ماء تسود فيه الكتل البحرية أكثر من القارية. كما إن تباين مواقع هذه الكتل بين الصيف والشتاء يكون قليلاً بسبب عدم وجود تباين حراري كبير بين الفصلين في النصف الجنوبي.

٧-٤-١ التوزيع الجغرافي للكتل الهوائية في الصيف

The Geographical Distribution of Air Masses in July

إن عمودية الشمس على النصف الشمالي في هذا الفصل تؤدي إلى توسع نطاق الضغط العالي شبة المداري في النصف الشمالي ويتحرك شمالاً. لذلك تسود الكتل الاستوائية mE حول خط الاستواء، وفي أسيا تتوغل هذه الكتلة ليصل تأثيرها إلى دائرة عرض ٢٠°. لذلك يكون خط الجبهة المدارية شمال خط الاستواء بعدة درجات عدا في أسيا حيث يكون عند دائرة عرض ٢٠°، وذلك بتأثير الرياح الموسمية. إما الكتل المدارية البحرية والقارية cT وmT فيصل تأثيرها إلى دائرة عرض ٥٠ شمالاً، وتظهر الجبهة القطبية في أسيا قرب دائرة عرض ٦٠° شمالاً (الخريطة رقم ٧-٢).

لذلك يتقلص مجال سيادة الكتل القطبية القارية والبحرية cP وmP إلى العروض العليا، حيث يقتصر وجودها في ألاسكا شمال دائرة عرض ٦٠° شمالاً. لذلك ترتفع حرارة النصف الشمالي في معظم المناطق ويتقلص انخفاض الحرارة ليقتصر على أقصى مناطق العروض العليا. ويقتصر وجود الكتلة المتجمدة الشمالية cA على جزيرة جرينلند، لذلك تذوب الثلوج على السواحل لجزيرة جرينلند حيث ترتفع الحرارة عن الصفر.



خط جبهة	خط ضغط

معنى قارية= c بحرية= m قطبية= P مدارية= T

الرموز غير مستقرة في الاعلى= u مستقرة في الاعلى= s أبرد من السطح= K أدفأ من السطح= W

الخريطة ٧– ٢ : التوزيع الفصلي للكتل الهوائية في شهر تموز، تظهر مواقع الجبهات الهوائية المدارية والقطبية ومراكز الضغط.

After: Haurwitz and Austin

أما في نصف الكرة الجنوبي فان تأثير الكتلة الاستوائية mE يبقى شمال خط الاستواء. بينما الكتل المدارية القارية والبحرية cT وmT يصل تأثيرها إلى خط الاستواء. وذلك لتحرك نطاق الضغط العالي المداري الجنوبي إلى شمال موقعة. بينما يتقلص امتدادها قليلاً في الجنوب ليصل تأثيرها إلى دائرة عرض ٤٢° جنوباً. تسيطر الكتل القطبية البحرية mP حتى حدود القارة القطبية الجنوبية. ويتركز وجود الكتلة المتجمدة الجنوبية cAA على القارة القطبية الجنوبية.

٧-٤-٢ التوزيع الجغرافي للكتل الهوائية في الشتاء

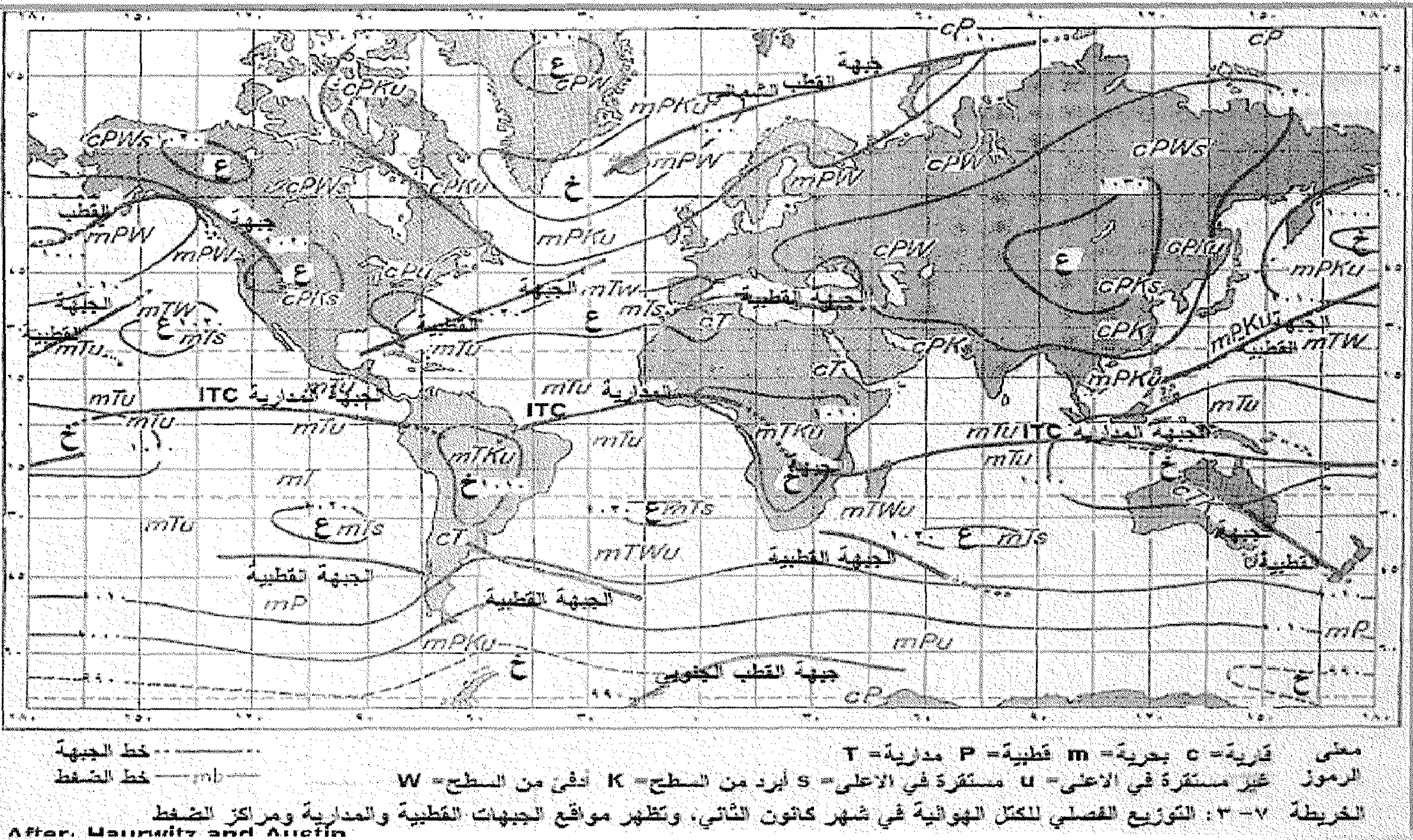
The Geographical Distribution of Air Masses in January

يتوسع نطاق الكتل القطبية على حساب الكتل المدارية في نصف الكرة الشمالي وذلك لانتقال الشمس إلى نصف الكرة الجنوبي مما يؤدي إلى ظهور الليل القطبي. لذلك يتوسع نطاق الضغط العالي القطبي بسبب شدة البرودة. حيث يظهر الضغط العالي القطبي جنوب القطب حيث يظهر فوق سيبريا وشمال كندا. تتكون كتل قطبية قوية ونشيطة فيصل تأثير الكتل القطبية القارية والبحرية cp وmp إلى دائرة عرض ٣٠° شمالاً. ويتخلل المنطقة بين القطب ودائرة عرض ٥٠° شمالاً توغلات للكتلة الهوائية المتجمدة الشمالية cA خاصة في كندا وأسيا (الخريطة ٧-٣). يظهر تأثير الكتل المتجمدة في هذا الفصل. وذلك للانخفاض الكبير لدرجة الحرارة. أما الكتل المدارية القارية والبحرية cT وmT فيقتصر تأثيرها على مناطق النشوء إلى خط الاستواء. حيث أن الضغط العالي شبة المداري يتحرك جنوب موقعة المعتاد فيصل تأثيره إلى دائرة عرض ٢٠° شمالاً. أما الكتلة الاستوائية mE فتبقى شمال خط الاستواء فوق المحيط الأطلسي والجزء الشرقي من المحيط الهادي. ولكنها تتحرك إلى جنوب خط الاستواء في أفريقيا وأمريكا الجنوبية والمحيط الهندي. حيث تسود الرياح الموسمية الجنوبية.

أما في نصف الكرة الجنوبي فليس هناك تغيير واضح في توزيع الكتل عن تموز، حيث يتوسع قليلاً نطاق الكتل المدارية ليصل إلى دائرة عرض ٤٥° جنوباً، وتبقى الكتل القطبية تؤثر على المنطقة بين ٤٥° جنوباً والقارة القطبية الجنوبية. وتبقى القارة القطبية الجنوبية تحت تأثير الكتلة المتجمدة الجنوبية cAA . إن المسطحات المائية الواسعة في نصف الكرة الجنوبي تمنع التغيير الكبير في مواقع تأثير الكتل الهوائية بين الصيف والشتاء كما في نصف الكرة الشمالي. أما في نصف الكرة الشمالي، فان المحيط المتجمد الشمالي لا يبرد بالدرجة التي تبرد بها القارة القطبية الجنوبية، كما أنة محاط باليابس من جميع الجهات تقريباً، واليابس البارد جداً الوحيد والمغطى بالثلوج هو جرينلند ذات الامتداد الطولي وليس العرضي كما في القارة القطبية الجنوبية.

لذلك فان الدورة الإعصارية في الستراتوسفير فوق جرينلند ليست مستمرة ولا دائمة كما هي فوق القارة القطبية الجنوبية بل تتقطع في الصيف وفي الشتاء، مما ينتج عنها خروج كتل هوائية شديدة البرودة هي الكتل المتجمدة باتجاه كندا وأوراسيا. أسفل هذه الدورة وعلى السطح، فان السطح المحدب لهضبة جرينلند يؤدي إلى عدم تركز الضغط العالي، لذلك يبقى هذا الضغط ضحلاً وتخرج منة رياح تحت تأثير الجاذبية إلى السواحل، مما يعني دفع الكتل الهوائية المتجمدة على شكل دفعات. لذلك تكون الكتل المتجمدة الشمالية والجنوبية الخارجة من الضغط العالي الجنوبي والشمالي غير مستمرة أي متقطعة وضعيفة. وعلى أطراف هذه المناطق (جرينلند والقارة القطبية الجنوبية) تتكون الجبهات الهوائية بين الكتل القطبية إلى الجنوب في نصف الكرة الشمالي، والى الشمال في نصف الكرة الجنوبي.

إن مواقع الجبهات كما يتضح من الخريطتين (٧-٢ و٧-٣) هي المناطق المفضلة للمنخفضات الجوية، وهي مناطق لقاء الكتل الهوائية المختلفة. هذه المواقع ليست ثابتة كما تبدو في الخريطة، وإنما هي مواقع متحركة.



معنى الرموز: قارية= c بحرية= m قطبية= P مدارية= T
غير مستقرة في الأعلى= u مستقرة في الأعلى= s أبرد من السطح= K أدفئ من السطح= W
خط الجبهة
mb —— خط الضغط

الخريطة ٧- ٣: التوزيع الفصلي للكتل الهوائية في شهر كانون الثاني، وتظهر مواقع الجبهات القطبية والمدارية ومراكز الضغط
After: Haurwitz and Austin

لذلك تتناوب الكتل الهوائية المختلفة الأنواع على هذه المناطق فيكون طقسها متبايناً. وكلما كان تناوب الكتل الهوائية كبيراً كلما كان الطقس سريع التقلب. لذلك سنلاحظ إن مناطق نشوء الكتل الهوائية (مناطق الضغط العالي) ستتمتع بطقس حسن وقليل التقلب، بينما طقس مناطق الجبهات وأينما تحركت سيجلب طقس رديء ومتقلب. كما يجب ملاحظة أن المنطقة بين دائرتي عرض ٢٠° وخط الاستواء هي منطقة سيادة الكتلة الواحدة، وكذلك المنطقة بين دائرتي عرض ٧٠-٩٠°.

٧-٥ مفهوم التيارات البحرية Oceanic Currents Definition

المقصود بالتيارات البحرية حركة الماء داخل الماء. فالماء يتحرك ضمن البحار والمحيطات بفعل اختلاف التسخين أو درجة الملوحة أو نتيجة دفع الهواء له. ودائماً تتحرك المياه في المحيطات استجابة لضغط الهواء عليه، فيكون اتجاه حركة التيارات البحرية متلائم مع حركة الرياح العامة. فالرياح العامة تدفع الماء أمامها بزاوية ٤٥°، لذلك ستتحرك التيارات باتجاهات مختلفة نتيجة اختلاف اتجاه الرياح العامة. يختلف تأثير التيارات البحرية على الطقس عن تأثير الماء بحد ذاته. فبالإضافة إلى تأثير الماء، فأن هناك سواحل تمر بالقرب منها تيارات بحرية دافئة Warm Ocean Current، وسواحل أخرى تمر بالقرب منها تيارات بحرية باردة Cold Ocean Current. تتميز السواحل التي تمر بالقرب منها تيارات بحرية دافئة بأنها أغزر مطراً وأكثر حرارة وأخف ضغطاً من السواحل التي تمر بالقرب منها تيارات بحرية باردة، حيث تتميز بالجفاف وانخفاض الحرارة وارتفاع الضغط وظهور الضباب. لذلك نقول أن التيارات البحرية تؤثر على معظم عناصر الطقس في مناطق وجودها والمناطق المجاورة لها. لهذا السبب اختلف الطقس بين شرق القارات وغربها. ففي العروض المدارية يكون طقس شرق القارات دافئاً مطيراً، في حين إن طقس غرب

القارات ولنفس العروض بارداً جافاً يغطيه الضباب غالباً. أما في العروض العليا, فطقس شرق القارات أكثر برودة واقل تساقطاً, في حين إن غرب القارات أدفئ وأكثر تساقطاً. حتى إن موانئ غرب القارات في هذه العروض تبقى مفتوحة للملاحة طوال العام, بينما موانئ شرق القارات في هذه العروض تغلق طيلة الشتاء بسبب انجماد السواحل.

٧-٦ تصنيف التيارات البحرية Ocean Current Classification

التيارات البحرية هي حركة الماء داخل الماء, وهي عملية نقل مياه دافئة إلى المناطق الباردة وبنفس الوقت نقل مياه باردة إلى المناطق الحارة. وتتأثر التيارات البحرية بعوامل عديدة منها قوة الانحراف وتباين كثافة وحرارة الماء. ولكن التأثير الأكبر يكون بواسطة اتجاه حركة الرياح. فالتيارات البحرية تتحرك مع اتجاه حركة الرياح وبزاوية مقدارها ٤٥° عن الاتجاه العام السائد لحركة الرياح حسب نظرية إيكمان.

تصنف التيارات البحرية حسب درجة حرارتها. لذلك تقسم إلى قسمين رئيسيين هما:

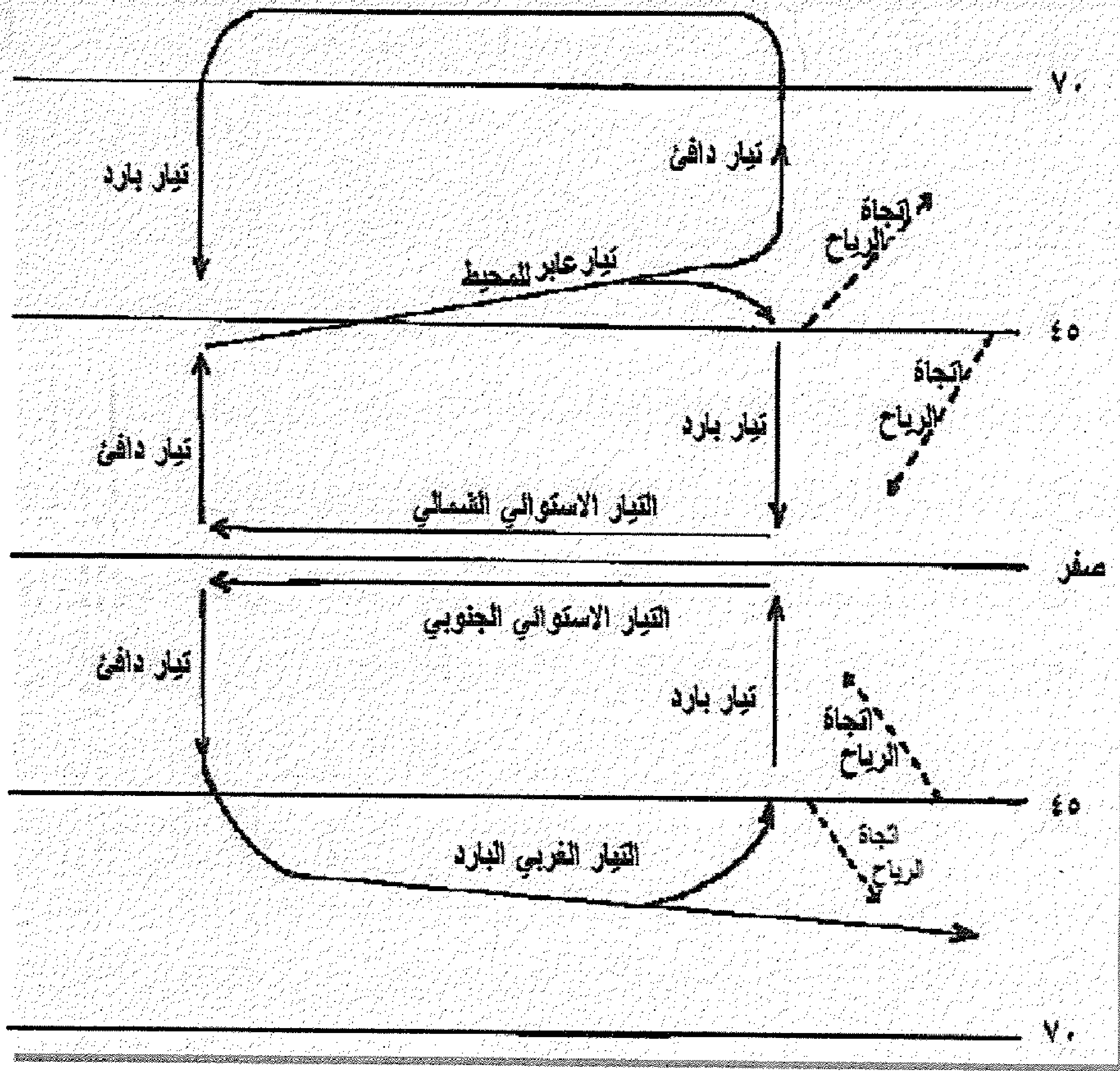
١- التيارات البحرية الدافئة Warm Ocean Current.

٢- التيارات البحرية الباردة Cold Ocean Current.

في نصف الكرة الشمالي عندما يتحرك الماء من الشمال إلى الجنوب فانه تيار بارد, وإذا تحرك الماء من الجنوب إلى الشمال فأنه تيار دافئ, والعكس صحيح في نصف الكرة الجنوبي. والفكرة هي إن التحرك من مناطق أدفئ إلى مناطق ابرد تجعل الماء أدفئ من المناطق الباردة الجديدة وبذلك يصبح تياراً دافئا قياساً للماء البارد في المنطقة الجديدة. ونفس الفكرة تطبق على الماء البارد الذي يتحرك من مناطق ابرد إلى مناطق أدفئ فيصبح بارداً نسبة إلى الماء

المجاور. وللتيارات البحرية بنوعيها تأثير واضح على طقس المنطقة التي تمر بالقرب منها. فهي ترفع الحرارة وتزيد من الأمطار الساقطة إذا كانت دافئة، وتخفض الحرارة وتقلل ألأمطار إذا كانت باردة. لذلك فان طقس سواحل القارات يتأثر بهذه التيارات وإلى مسافة جيدة في الداخل، إذا لم تكن هناك سلاسل جبلية على طول الساحل تمنع توغل تأثيراته.

وللدلالة على تأثير الرياح العامة في حركة التيارات البحرية ولتوضيح توزيع التيارات الباردة والدافئة، فان الشكل (٧-٤) يبين هذا التأثير المتبادل والتوزيع العام. ففي نصف الكرة الشمالي وفي نطاق الرياح التجارية الشمالية الشرقية، يتحرك الماء قرب السواحل الغربية للقارات من الشمال إلى الجنوب مع حركة الرياح وبزاوية انحراف عن اتجاه الرياح مقدارها ٤٥°. فيكون تياراً بارداً. وقبل وصولة إلى خط الاستواء، حيث تصبح حركة الهواء هادئة، فأنه ينحرف غرباً ليعبر المحيط بموازاة خط الاستواء. وعندما يصطدم بسواحل القارات الشرقية فأنه يعود ليتحرك من الجنوب إلى الشمال قرب السواحل الشرقية للقارات فيصبح تياراً دافئاً. وعند وصولة إلى دائرة عرض ٤٠°- ٤٥° شمالاً، فأنه يعبر المحيط من الغرب إلى الشرق حيث تصبح المياه ضمن نطاق الرياح الغربية. وعند اصطدامه بالسواحل الغربية للقارات فأنه يتحرك من الجنوب إلى الشمال ليستمر تياراً دافئاً قرب السواحل الغربية للقارات. وعند دخوله المنطقة القطبية، فأنه يعود ليتحرك من الشمال إلى الجنوب ليكون تياراً بارداً قرب السواحل الشرقية للقارات (الشكل ٧-٤).



الشكل ٧-٤

مخطط يبين تأثير الرياح على حركة التيارات البحرية.

أما في نصف الكرة الجنوبي فأن عدم وجود قارات في أقصى الجنوب يؤدي إلى أن تدور التيارات البحرية حول الكرة الأرضية بين نهاية القارات الجنوبية والقارة القطبية الجنوبية. فعلى السواحل الغربية للقارات وفي العروض المدارية حيث تسود الرياح التجارية, تحرك الرياح التجارية التيارات البحرية من الجنوب إلى الشمال فتصبح تيارات بحرية باردة قرب هذه السواحل. وقرب خط الاستواء تعبر التيارات المحيط بموازاة خط الاستواء, وعند اصطدامها بالسواحل الشرقية للقارات تعود لتتحرك من الشمال إلى الجنوب لتكون تيارات دافئة. وعند عبورها دائرة عرض ٤٥° ولتحول الرياح إلى

رياح غربية، فأنها تعبر المحيط ولعدم وجود سواحل تعيق حركة الماء، فان التيارات تستمر بالحركة لتمتزج تيارات المحيطات جميعاً في تيار واحد يسمى التيار الغربي البارد.

من الشكل (٧-٤) يتضح لنا أن هناك تيارات باردة بين دائرتي عرض ٤٥-١٥° شمالاً وجنوباً على طول السواحل الغربية للقارات، وان هناك تيارات دافئة وفي نفس العروض على طول السواحل الشرقية للقارات. ويجب ملاحظة أن التيارات الباردة الجنوبية تقترب أكثر إلى خط الاستواء من مثيلتها الشمالية. وقد يعود السبب إلى إن الرياح التجارية الجنوبية تبقى نشطة إلى قرب خط الاستواء لان جبهة الالتقاء المدارية تبقى غالباً شمال خط الاستواء. وهناك تياران الأول شمالي والأخر جنوبي يسيران بموازاة خط الاستواء، ولكن التيار الموازي الجنوبي اقرب إلى خط الاستواء.

عند دائرة عرض ٤٠° تصبح الرياح الغربية واضحة المعالم ومؤثرة لذلك يغير الماء اتجاه سيره ليتلاءم مع الاتجاه الجديد للرياح. فتضطر التيارات البحرية أن تسلك اتجاه شمالي شرقي في نصف الكرة الشمالي وجنوبي شرقي في نصف الكرة الجنوبي. عندها تسير تيارات بحرية دافئة بموازاة السواحل الغربية للقارات بين دائرتي عرض ٤٥° والى قرب القطب، حيث تدخل القطب الشمالي، بينما تدور حول القطب الجنوبي. تخرج تيارات بحرية باردة من القطب الشمالي لتسير بمحاذاة السواحل الشرقية للقارات والى دائرة عرض ٤٥°.

تلتقي التيارات البحرية في شرق القارات قرب دائرة عرض ٤٥°، حيث يتم اللقاء بين التيار البارد القادم من القطب والتيار الدافئ القادم من خط الاستواء. منطقة اللقاء هذه يسودها جو ضبابي معظم أيام السنة. بالمقابل تفترق التيارات عند دائرة عرض ٤٥° قرب سواحل غرب القارات فيتجه التيار

الدافئ شمالاً بمحاذاة السواحل الغربية، بينما يتجه التيار البارد جنوباً وكذلك بمحاذاة السواحل الغربية.

٧-٧ التوزيع الجغرافي للتيارات البحرية
The Geographical Distribution of Ocean Currents

بالرغم من توضيح التوزيع العام للتيارات البحرية في المبحث السابق، إلا إن للتيارات وحسب وجودها في المحيطات أسماء محددة، لذلك اقتضى توزيعها وحسب المحيطات. كما أن التوزيع الجغرافي للتيارات يلقي الضوء على تباين الطقس في مناطق واسعة لما للتيارات من تأثير مهم على طقس المناطق التي يمر التيار بالقرب منها. فالتيارات الباردة التي تمر بالقرب من السواحل المدارية الغربية للقارات أوجدت صحاري ساحلية فريدة من نوعها، ولها طقسها الخاص بها. بينما التيارات الدافئة التي تمر بالقرب من السواحل المدارية الشرقية، وكذلك سواحل العروض الوسطى الغربية أوجدت طقساً مطيراً متميزاً. في هذا المبحث سيتم توزيع التيارات البحرية وحسب المحيطات. فالتيارات البحرية لها أماكن تواجدها الثابتة طوال العام، مما جعل بعض التيارات ذات شهرة خاصة لما لها من تأثير واضح. فمثلاً تيار الخليج الدافئ وتيار اليابان الدافئ أعطى طقساً دافئاً لكل السواحل الشرقية للولايات المتحدة وشرق أسيا على التوالي.

٧-٧-١ تيارات المحيط الهادي Pacific Ocean Currents

يعتبر المحيط الهادي من اكبر المحيطات مساحة، ورغم ذلك فان نموذج التيارات في هذا المحيط تشابه نموذج التيارات في المحيط الأطلسي. إن انفتاح هذا المحيط من الشمال والجنوب ساعد على إيجاد هذا النموذج لحركة التيارات البحرية. إن خط الاستواء يفصل بين نموذجين مختلفين بعض الشيء لتيارات المحيط الهادي، حيث سنرى إن النموذج السائد في الجزء الشمالي من المحيط يختلف إلى حد ما عن النموذج السائد في الجزء الجنوبي من المحيط.

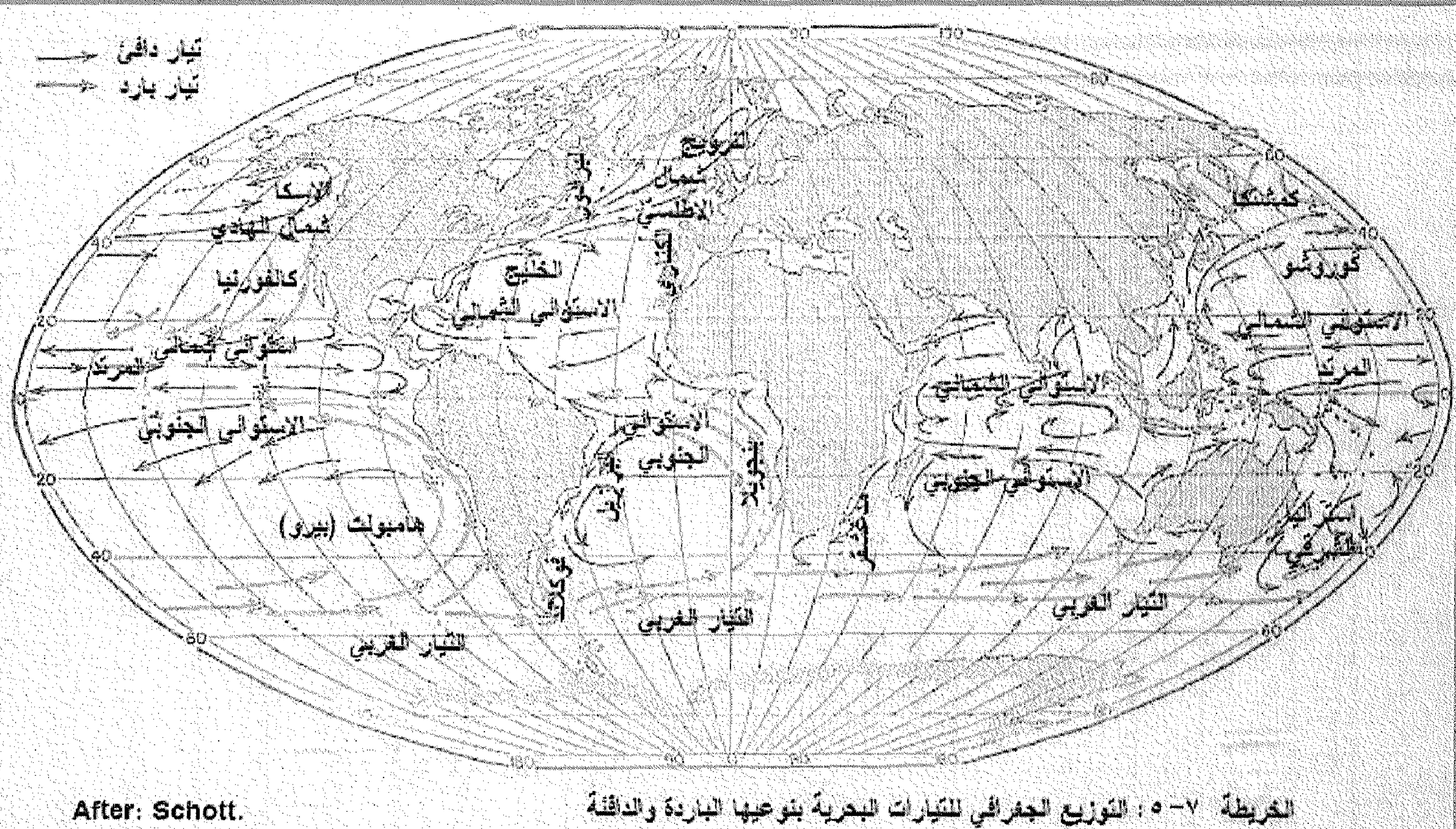
كما أن الحجم الكبير للمحيط الهادي قد ساعد على إيجاد تيار بحري مختلف قرب خط الاستواء اوجد ظاهرة مناخية فريدة وله تأثير كبير على طقس ومناخ المناطق الأخرى.

١- تيارات المحيط الهادي الشمالي
Northern Pacific Ocean Currents

يمر تيار كاليفورنيا البارد القادم من الشمال إلى الجنوب بالقرب من الساحل الغربي لأمريكا الشمالية (الولايات المتحدة الأمريكية والمكسيك). وعند دائرة عرض ٢٠° شمالاً ينحرف إلى الغرب ليصبح تياراً استوائياً شمالياً ويعبر المحيط الهادي بموازاة خط الاستواء. وعند اصطدامه بسواحل أسيا فإنه ينحرف شمالاً ليصبح تيار اليابان الدافئ (كوروشو) والذي يسير في بحر الصين الجنوبي متوجهاً شمالاً حيث يقترب من سواحل اليابان الشرقية. وعند دائرة عرض ٤٥° شمالاً يعبر المحيط الهادي، وبعد عبوره المحيط ينقسم إلى قسمين: الأول يتجه جنوباً ليكون جزءاً من تيار كاليفورنيا البارد، والأخر يستمر في حركته شمالاً قرب سواحل كندا الغربية ويسمى تيار ألاسكا الدافئ. وعند مضيق بيرنك يدخل المنطقة القطبية الشمالية ويخرج من الجهة الأخرى من المضيق مكوناً تيار كمشتكا البارد الذي يسير بمحاذاة سواحل أسيا الشمالية الشرقية ويلتقي بتيار اليابان الدافئ قرب الجزر اليابانية الخريطة (٧-٥).

٢- تيارات المحيط الهادي الجنوبي
Southern Pacific Ocean Currents

يظهر تيار همبولت البارد القادم من الجنوب والمتجه شمالاً قرب السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية. وقرب خط الاستواء ينحرف هذا التيار غرباً مكوناً التيار الاستوائي الجنوبي (انظر الخريطة ٧-٥). وعند وصولة جزر أسيا وسواحل أستراليا الشرقية فإنه ينحرف جنوباً مكوناً تيار أستراليا الشرقي الدافئ الذي يسير بمحاذاة سواحل أستراليا الشرقية. عند دائرة عرض ٤٠° جنوباً يصبح هذا التيار جزءاً من التيار الغربي البارد الذي يلف الكرة الارضية.



الخريطة ٧-٥: التوزيع الجغرافي للتيارات البحرية بنوعيها الباردة والدافئة

After: Schott.

في منطقة تيار همبولت البارد يظهر تذبذب في حركة التيار بين فترة وأخرى. فالتيار الاستوائي المرتد والذي يتحرك بين التيار الاستوائي الشمالي والجنوبي يزداد قوة في كانون الأول مما يؤدي إلى قطع تيار همبولت, فتسود مياه دافئة بين خط الاستواء ودائرة عرض ١٥° جنوباً على سواحل البيرو وشيلي. هذه الظاهرة تسمى النينو والتي تظهر في كانون الأول بين كل عدة سنوات وأخرى (انظر الشكل ٧-٦). يكون لهذه الظاهرة تأثيرات مناخية واضحة مثل زيادة الأمطار على سواحل شيلي وبيرو وقلة الأمطار على السواحل الشرقية لأسيا وأستراليا.



الخريطة ٧-٦ : مقطع من المحيط الهادي الاستوائي ويظهر فيه التيار الاستوائي الشمالي والجنوبي والتيار المرتد.
After: U.S. Navy

٧-٧-٢ تيارات المحيط الأطلسي Atlantic Ocean Currents

لا يختلف نموذج حركة التيارات في المحيط الأطلسي عن المحيط الهادي إلا في التيار الاستوائي المرتد, فلا يوجد تيار استوائي مرتد في المحيط الأطلسي يعمل عمل التيار المرتد في المحيط الهادي. لذلك سنرى نموذجاً مشابهاً لنموذج تيارات المحيط الهادي والاختلاف فقط في الأسماء, فانفتاح المحيط الأطلسي من الشمال والجنوب على القطبين ساعد على تشابه التيارات المحيطية في كلا المحيطين.

١- تيارات المحيط الأطلسي الشمالي
Northern Atlantic Ocean Currents

تبين الخريطة (٧-٥) التوزيع الجغرافي للتيارات البحرية في العالم. منها يتبين وجود تيار الكناري البارد والقادم من الشمال إلى الجنوب قرب سواحل أفريقيا الشمالية الغربية. ينحرف هذا التيار غرباً عند دائرة عرض ٢٠° شمالاً ليصبح التيار الاستوائي الشمالي الدافئ. وعند دخوله البحر الكاريبي وخليج المكسيك يعود ليظهر من جديد عند سواحل أمريكا الشمالية الشرقية ويتجه من الجنوب إلى الشمال ويسمى تيار الخليج الدافئ. وعند دائرة عرض ٤٥° شمالاً حيث يتغير اتجاه الرياح إلى رياح غربية، فان التيار يضطر لعبور المحيط الأطلسي، وقرب السواحل الأوربية ينقسم إلى قسمين: أحدهما يكون تيار الكناري الذي اشرنا إلية سابقاً، والأخر يستمر شمالاً مكوناً تيار النرويج الدافئ الذي يسير بمحاذاة سواحل أوربا الغربية. يدخل هذا التيار المنطقة القطبية ليخرج من الجهة الأخرى من بين جزيرة جرينلند وسواحل كندا على شكل تيار لبرادور البارد الذي يلتقي بتيار الخليج الدافئ قرب منطقة نيوفاوندلاند (الخريطة ٧-٥).

٢- تيارات المحيط الأطلسي الجنوبي
Southern Atlantic Ocean Current

يظهر تيار بانجولا البارد قرب السواحل الجنوبية الغربية لأفريقيا متجها من الجنوب إلى الشمال، خريطة رقم (٧-٥). وقرب خط الاستواء ينحرف هذا التيار غرباً مكوناً التيار الاستوائي الجنوبي. وعند اصطدامه بسواحل أمريكا الجنوبية ينحرف جنوباً مكوناً تيار البرازيل الدافئ قرب السواحل الشرقية لأمريكا الجنوبية. ويلتقي هذا التيار بتيار ضعيف بارد قرب دائرة عرض ٤٠° جنوباً وهو تيار فوكلند البارد. عند نفس الدائرة ينحرف هذا التيار شرقاً ليعبر

المحيط الأطلسي. ولعدم وجود يابس فان الجزء الأكبر منة يصبح جزءاً من التيار الغربي البارد. والجزء الصغير يصبح جزءاً من تيار بانجولا البارد.

٧-٧-٣ تيارات المحيط الهندي Indian Ocean Current

يختلف المحيط الهندي في شكله وموقعه عن بقية المحيطات. فالمحيط الهندي مغلق من الشمال كما أن معظمة يقع ضمن المنطقة المدارية. هاتان الصفتان جعلتا هذا المحيط يخلوا تقريباً من التيارات المائية الباردة. كما أن حركة التيارات فيه تكون دائرية. من ناحية أخرى، فإن هذا المحيط تهب عليه أنظمة رياح تختلف عن رياح الدورة العامة وهي الرياح الموسمية. فبسبب إغلاقه من الشمال أصبح اليابس شمال الماء مما أدى إلى تباين كبير في التسخين بين الماء واليابس. هذا بدورة يدفع إلى اختلاف أنظمة الضغط وتوزيعها بين الصيف والشتاء مما يؤدي إلى أن تكون الرياح جنوبية غربية في الصيف وشمالية شرقية في الشتاء في النصف الشمالي. أما في النصف الجنوبي فتكون الرياح شمالية غربية في الصيف الجنوبي وجنوبية شرقية في الشتاء الجنوبي. هذا الاختلاف في حركة الرياح يؤدي إلى اختلاف اتجاه حركة التيارات البحرية في هذا المحيط.

يظهر تيار استوائي شمال دافئ في تموز من الشرق إلى الغرب يسير بموازاة خط الاستواء وعند اصطدامه بسواحل أفريقيا يتجه شمالاً ليمر بسواحل الجزيرة العربية وشبه القارة الهندية. ويظهر تيار استوائي جنوبي دافئ يسير بموازاة خط الاستواء وعند اصطدامه بجزيرة مدغشقر يتجه قسم منة إلى الجنوب بمحاذاة السواحل الشرقية لأفريقيا الجنوبية ويسمى تيار انجولا أو تيار مدغشقر الدافئ.

يظهر تيار استوائي مرتد في المحيط الهندي بين التيارين الاستوائيين الشمالي والجنوبي. في الحقيقة توجد تيارات مرتدة على خط الاستواء في

جميع المحيطات. وهناك من يعتقد بوجود تيار بارد بالقرب من سواحل أستراليا الغربية وحسب مخطط التيارات العام. ولكن جميع القياسات أثبتت عدم وجود مياه باردة بالقرب من سواحل أستراليا الغربية, لذلك لا يمكن تأكيد وجود مثل هذا التيار البارد.

التيارات البحرية في المحيط الهندي تختلف دورتها بين الشتاء والصيف لتغير اتجاهات الرياح الموسمية بين الفصلين. ففي الصيف تسير التيارات مع اتجاه عقارب الساعة, حيث تبدأ من جنوب خط الاستواء مدفوعة بحركة الرياح الجنوبية الشرقية. وبعد عبور خط الاستواء ولتغير اتجاهات الرياح, تتحرك التيارات من الغرب إلى الشرق. وهنا وقرب السواحل الصومالية والى سواحل جنوب الجزيرة العربية يظهر تيار بارد. هذا التيار يوصف بالبارد ليس لان مياهه تأتي من مناطق باردة, ولكن لان الرياح في المنطقة تتحرك بموازاة الساحل الصومالي وساحل جنوب اليمن. لذلك وبسبب اختلاف الاحتكاك بين اليابس والماء, فان هذه الرياح تنحرف باتجاه الماء فتزيح الطبقة العليا الدافئة من الماء لتسمح بظهور الماء من الأعماق والذي هو ابرد نسبياً Upwelling. وهذا التيار يكون بارداً يسبب استقرارية جوية على سواحل الصومال وجنوب اليمن, مما يعمق الجفاف على هذه السواحل.

في الشتاء تنعكس حركة التيارات حيث تسير مدفوعة بالرياح الشمالية الشرقية في النصف الشمال. لذلك يكون اتجاه حركة الماء في المحيط عكس حركة عقرب الساعة. فتبدأ المياه بالحركة في النصف الشمالي, من الشرق إلى الغرب, وبعد عبور خط الاستواء تتحرك من الغرب إلى الشرق لتكمل دورتها وتكون عكس الدورة الصيفية.

الفصل الثامن

مظاهر الطقس في العروض الدنيا

مظاهر الطقس في العروض الدنيا

٨-١ تحديد العروض الدنيا Low Latitudes Definition

العروض الدنيا هي العروض المحصورة بين دائرتي مدار السرطان ومدار الجدي ٢٣,٥° شمالاً إلى ٢٣,٥° جنوباً) مروراً بخط الاستواء. تختلف هذه العروض عن العروض الأخرى بمظاهرها الطقسية, وذلك لان العوامل التي تتحكم بها تختلف عن العوامل التي تتحكم بالعروض الأخرى. فالمنطقة فيها فائض حراري طوال العام, وذلك لان الشمس تكون عمودية عليها مرتان في العام الواحد. إما بالنسبة للضغوط فإنها حرارية المنشأ خاصة قرب خط الاستواء, كما إنها ضغوط غير متحركة كما هي ضغوط العروض الوسطى. فالضغوط المدارية ثابتة في موقعها وتستمر فترة طويلة في موقعها, كما لا وجود للمنخفضات الجوية المتحركة بمعناها المعروف. لذلك فان أمطار المنطقة تصاعدية في الغالب. رياح المنطقة تقريباً ثابتة لأنها تخضع للرياح التجارية التي هي أكثر أنواع الرياح العامة استمرارية واستقراراً. يؤثر عل المنطقة نوع واحد من الكتل الهوائية وهي الكتل المدارية بنوعيها القاري والبحري, كما تسيطر الكتلة الاستوائية على المنطقة الاستوائية طول العام, لذلك فمناخ المنطقة هو مناخ الكتلة الواحدة, حيث ينعدم الشتاء بمعناه الحقيقي وذلك لعمودية الشمس ولخضوعها لنوع واحد من الكتل. بالنسبة لمظاهر الجو العليا, فالمنطقة المدارية تخلو من الأمواج التي هي صفة مهمة لحركة الهواء في الأعلى في العروض الوسطى, إن عدم وجود تباين في التسخين بين أجزاء المناطق المدارية أدى إلى عدم وجود الأشكال الموجية في الأعلى, لذلك فان حدود المناطق المدارية

في الأعلى هي التيار شبة المداري النفاث الموجود في المستوى ٢٠٠ مليبار. وكل ما هو شمال التيار المداري يعود إلى العروض الوسطى.

لكل هذه العوامل تظهر في هذه العروض ظواهر طقسية غير موجودة في العروض الأخرى. كما أن هذه الظواهر غالباً ما تتصف بالعنف. فالأعاصير المدارية تعتبر من اعنف أنواع الأعاصير. ولا مثيل لها في العروض الأخرى. كما أن ظاهرة النينو التي تظهر في هذه العروض وتؤثر على الطقس ومن ثم المناخ وعلى مناطق شاسعة من العالم. ظاهرة لا تظهر إلا في هذه العروض. إما ظاهرة الرياح الموسمية التي تقتصر على هذه العروض فهي الأخرى ظاهرة فريدة من نوعها. والمؤسف إن هذه العروض لم تجد الاهتمام الكبير من الباحثين إلا في الفترة الأخيرة. لذلك مازال هناك الكثير عن طقس ومناخ هذه المناطق لم تتم معرفته جيداً. وسنحاول في هذا الفصل التعرف على بعض هذه الظواهر وتحليل أسبابها. واكتشاف ما تم مؤخراً من الكشف عن آلية وأسباب بعض الظواهر الطقسية المحيرة.

٨-٢ الاضطرابات الاستوائية الضعيفة
Weak Equatorial Disturbances

من غير المعقول أن تكون جميع أمطار المنطقة الاستوائية تصاعدية. بل إن هناك شكوك كبيرة تشير إلى نوع من المظاهر الطقسية التي قد تكون هي العامل الحاسم في أمطار المنطقة الاستوائية الدائمة. فلو كانت جميع الأمطار تصاعدية فإنها ستكون جميعاً من أمطار بعد الظهر. ولا يجب أن تسقط ليلاً. ربما هناك بعض الاختلافات الضغطية البسيطة التي لا يتم الانتباه لها بحيث تكون كافية لأجواء المناطق المدارية لتؤدي إلى سقوط الأمطار.

لا نعرف إلا القليل عن الاضطرابات الجوية الجالبة للأمطار في منطقة الامزون مثلاً. لذلك يمكن وصف واحدة منا بالتحديد. هذه هي الرياح السريعة

Wind Surge والتي تمثل التقاء متسارع Speed Convergence في الرياح الرطبة غير المستقرة القادمة من الشمال الغربي والتي تغزو الحوض من آب إلى آذار. مثل هذه الرياح السريعة تتجه إلى الجنوب الشرقي في الرياح الشمالية الشرقية. ويبدو إنها تشبه الرياح المتسارعة الالتقاء التي توصف بها رياح الهند الموسمية الصيفية. هذه الرياح لا تختلف في حرارتها ورطوبتها عن هواء المنطقة التي وصلت إليها، لذلك لا يمكن تحديد موقع اللقاء بين نوعي الهواء على شكل جبهة كما في العروض الوسطى. ومثل هذه الرياح تولد عدد من الاضطرابات ألطقسية مع غيوم وتساقط وهواء غير مستقر، في حين لا تشير القراءات لأجهزة الطقس إلى أي شيء غير اعتيادي.

يظهر في أفريقيا الاستوائية نوعان مهمان من الطقس المكون للمطر لمناخ Aw السوداني وهما خط الاضطراب Disturbance Line وعصف الرياح Surge أو تسارع التقاء الهواء Speed Convergence في الرياح الجنوبية الغربية الهابة على خليج غينيا المشابهة للرياح الموسمية. خط الاضطراب يشبه الجبهة الباردة، حيث تصاحبه عواصف رعدية وهواء مضطرب لولبي Turbulent Squall Winds، ولكن لا يظهر على الخارطة أي شيء يشير إلى حدوث هذا الاضطراب. في الواقع هذه العواصف تتطور ليس على طول جبهة، ولكن ضمن رياح شرقية عميقة، تحتها هواء جنوبي غربي استوائي رطب. يتحركان باتجاه الغرب، محمولان بواسطة الرياح الشرقية العلوية، ولكن الغيوم المرافقة لها والأمطار يأتيان من الرطوبة الموجودة في الرياح السفلية الجنوبية الغربية. نوع الطقس السوداني الثاني، عصف الهواء The Surge وهو صفة ملازمة للرياح السطحية الاستوائية الجنوبية الغربية خلال فترة الصيف. فعندما يتحرك عصف الهواء إلى اليابسة من المحيط الأطلسي ومن خليج غينيا، ينتج عنه طقس غائم مطير، ولكن من دون وجود اضطرابات، أو تغيير في اتجاه الرياح، أو الرياح اللولبية التي تصاحب خط العواصف الشديد. فهي تجلب ما

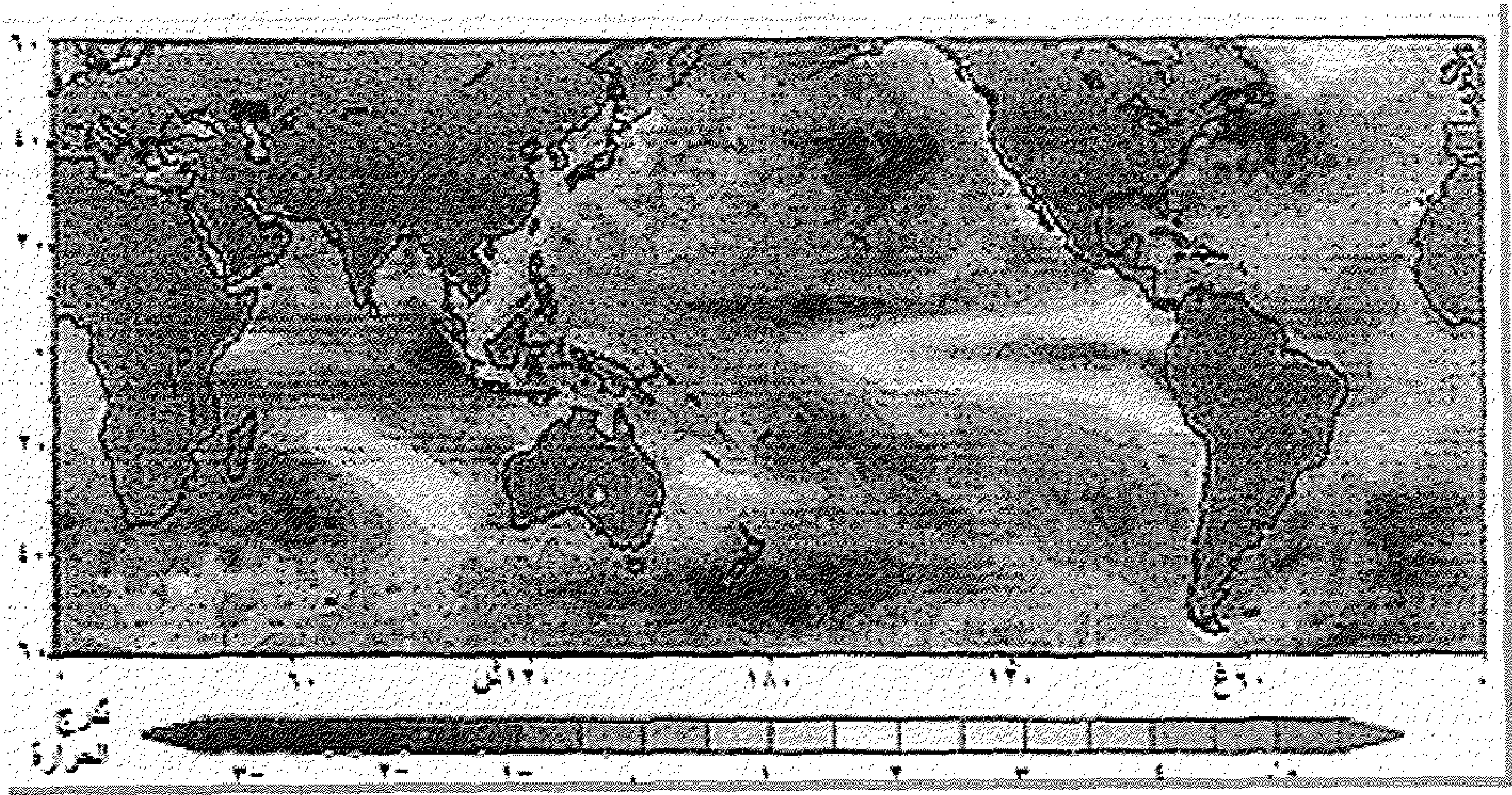
يسميها العاملون في الأنواء الجوية الأفريقية "الأمطار الموسمية". تشير هذه الأنواع من الأمطار أن هناك اضطرابات استوائية خفيفة في الجو تنشط عملية سقوط الأمطار لكن – +لا يمكن تحديدها على الخريطة أو تحديد موقعها كما في العروض الوسطى.

٨-٣ ظاهرة النينو وآثارها الطقسية El-Niño Phenomenon

من ظواهر الطقس في المناطق الاستوائية النينو. وهي ظاهرة استوائية قديمة جديدة, فقدمها يعود إلى القرن التاسع عشر عندما استوطن الأسبان في بيرو. فقد لاحظ صيادو الأسماك إن هناك سنة من كل عدة سنين يفاجئ الصيادون فيها بان أعداد كبيرة من الأسماك تنفق وتطفو على سطح الماء بحيث إن الأسماك النافقة تغطي سطح الماء. اعتقدوا في وقتها إن هناك قوة خفية تقوم بهذا العمل فأطلقوا عليها اسم النينو El-Nino ومعناها بلغتهم الطفل المدلل أو طفل المسيح. وجديدة أنها مناخياً لم تدرس إلا في منتصف القرن الماضي. فقد لوحظ انه في سنة النينو تغزر أمطار صحراء بيرو وتشيلي الساحلية بحيث تتحول إلى جنة خضراء مغطاة بالعشب الأخضر والزهور البرية.

هذه الظاهرة تحدث على خط الاستواء في المحيط الهادي في منطقة التيار الاستوائي الراجع. فالمعروف إن تيار هامبولت البارد هو أكثر التيارات الباردة اقتراباً من خط الاستواء قبل أن ينحرف غرباً ليسير بموازاة خط الاستواء. لذلك يتمتع الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية بمياه التيار البارد إلى قرب خط الاستواء عند دائرة العرض ٥° جنوباً, وعندما ينحرف التيار ليعبر المحيط تبقى مياهه باردة لمسافة طويلة (الشكل ٨-١). ما يحدث في فترة النينو إن هذا التيار ينقطع ويحل محلة التيار الاستوائي الراجع. فتسود مياه دافئة مكان المياه الباردة والى دائرة عرض ١٥° جنوباً.

ما هو مصدر هذه المياه الدافئة. هناك رأيان. الأول يقول أن مصدرها التيار الاستوائي الشمالي والذي لسبب ما يعبر خط الاستواء. وهذا الرأي ضعيف لان التيار الشمالي ينحرف غرباً قبل أن يصل إلى خط الاستواء بحوالي ١٥ دائرة عرض. الرأي الثاني يقول أن الضغط العالي شبة المداري على الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية يقترب من خط الاستواء كثيراً. فيبعث برياح تحرك تيار همبولت البارد وتسمح له بالاقتراب من خط الاستواء قبل أن ينحرف غرباً.



الشكل (٨-١)

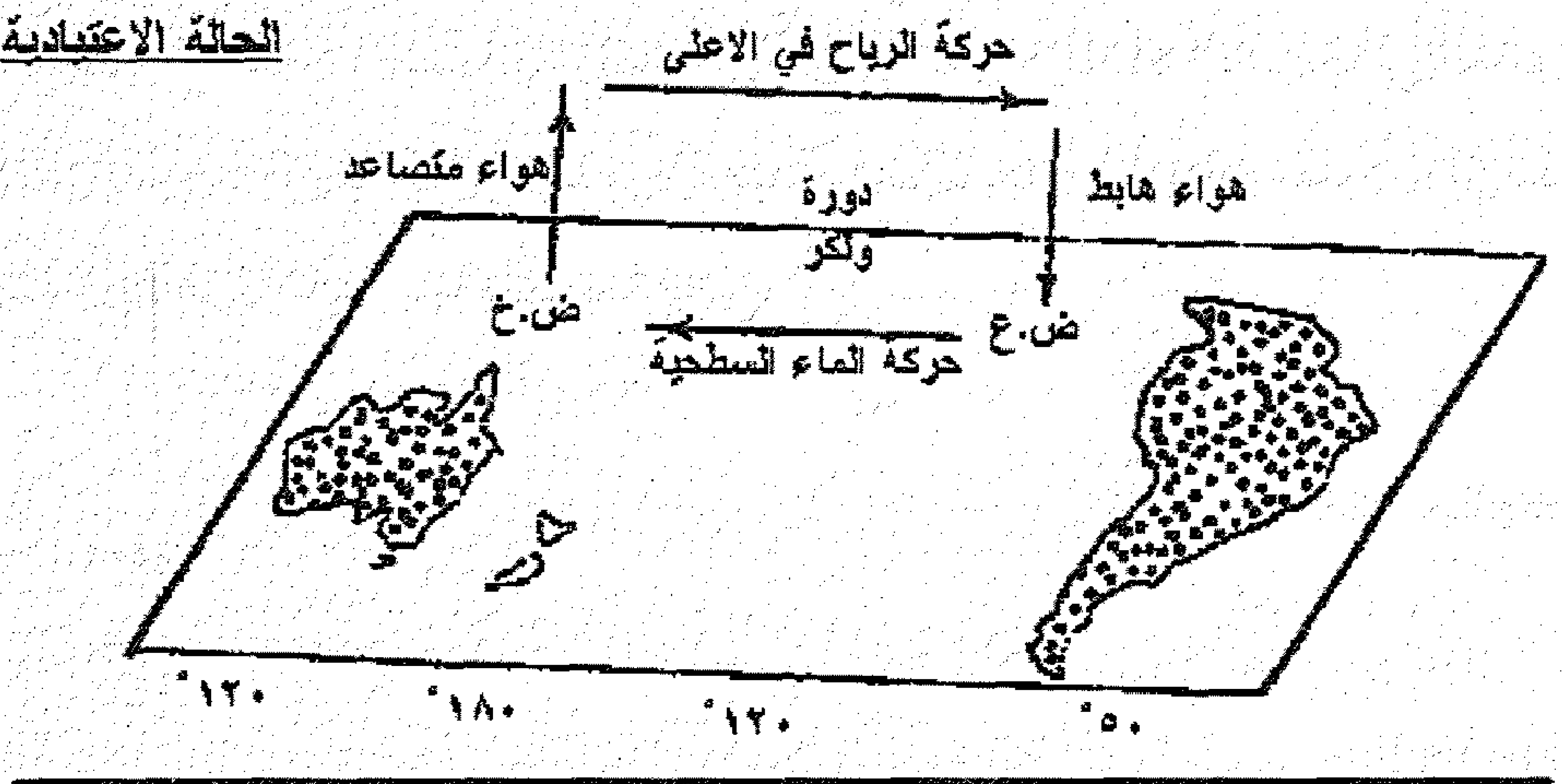
صورة بالأشعة تحت الحمراء تبين الشواذ الحرارية في مياه المحيط الهادي عن الحرارة الاعتيادية للماء. يلاحظ إن تيار النينو ترتفع فيه حرارة الماء إلى تقريباً ٥°م عن الاعتيادي.

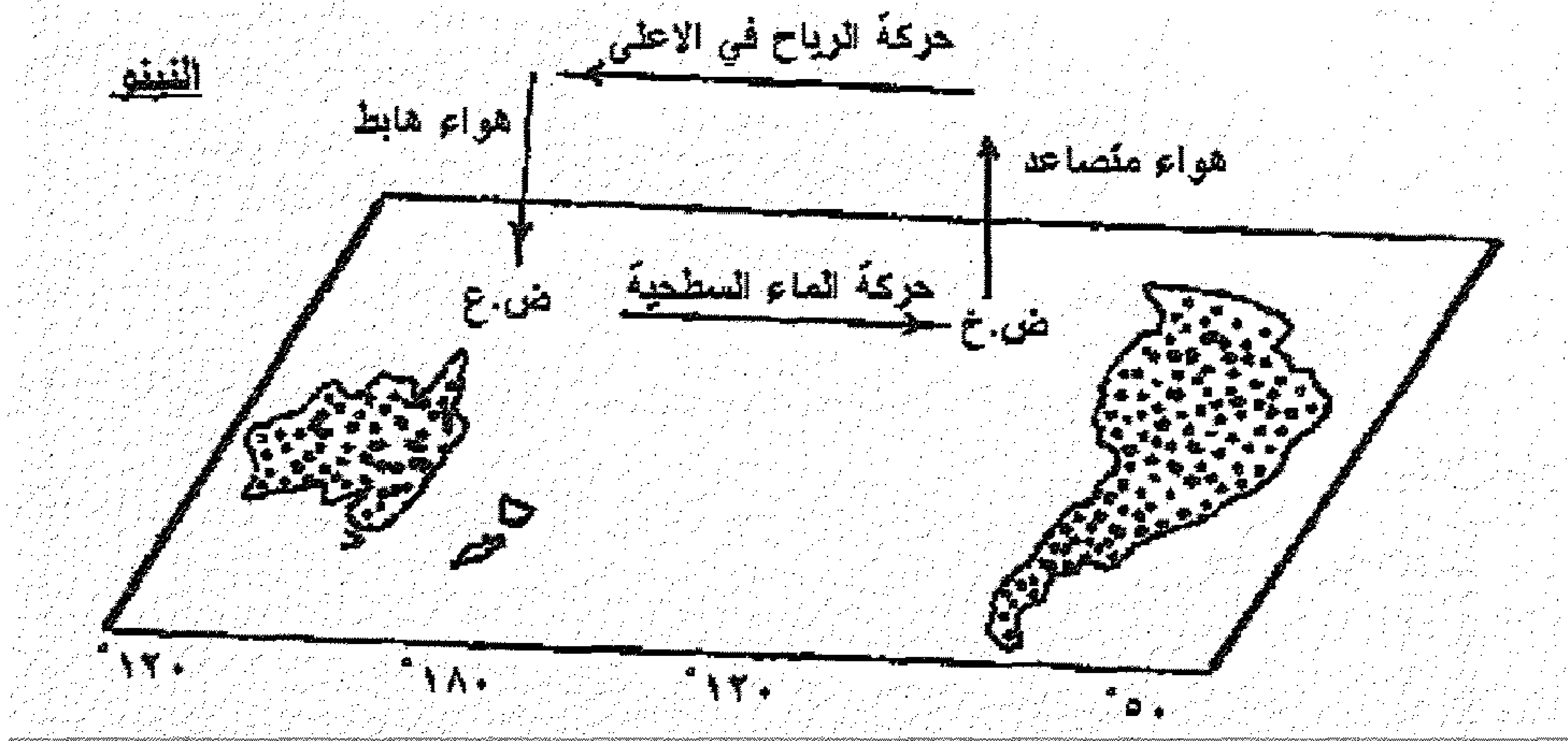
بالجهة المقابلة هناك ضغط واطئ يتمركز على سواحل استراليا الشرقية. مما يسمح بجذب الرياح من السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية إلى السواحل الشرقية لاستراليا والى جزر اندونيسيا بموازاة خط الاستواء. وهذا ما يعرف بدورة ولكر Walker circulation (انظر الشكل ٨-٢). ودورة ولكر هي دورة محلية فوق خط الاستواء من المحيط الهادي. حيث إن الضغط الواطئ على داروين استراليا وفوق الجزر الاندنوسية يؤدي إلى تصاعد هواء دافئ مداري إلى ارتفاع معين حيث عندها يتحرك الهواء المتصاعد شرقاً باتجاه ساحل

أمريكا الجنوبية الغربي. وفوق هذه السواحل يهبط الهواء مكوناً ضغط عالي على سواحل بيرو. إن سبب هذه الدورة هو اختلاف الحرارة بين شرق المحيط الهادي الاستوائي البارد وغرب المحيط الهادي الاستوائي الدافئ. لسبب ما غير معروف لحد ألان تتبدل مواقع الضغط فيصبح ضغطاً عالياً على سواحل اندونيسيا واستراليا الشرقية, وضغطاً واطئاً على سواحل أمريكا الجنوبية الغربي. أي إن الهواء يتصاعد من الساحل الشرقي للمحيط الهادي وفي الأعلى يتجه غرباً ليهبط فوق الجزر الاندنوسية مكوناً ضغطاً عالياً فوقها, مما يؤدي إلى هبوب الرياح السطحية منها باتجاه سواحل أمريكا الجنوبية الغربي. هذا يؤدي إلى انعكاس الدورة الهوائية والتي بدورها تؤدي إلى انعكاس الدورة المائية. فينشط التيار الاستوائي الراجع كثيراً فيوقف تدفق التيار البارد ويقطعه ليحل محله. لذلك يتوقف أولا التيار البارد ثم يبدأ وصول الماء الدافئ. والدليل هو إن بداية ظاهرة النينو تكون على شكل موجة مائية مرتدة واضحة. هذا التبدل في شكل الدورة يطلق علية التذبذب الجنوبي Southern Oscillation. حيث يحصل بين فترة وأخرى انقطاع في هذه الدورة ثم تنعكس الدورة كما وضحنا. فاستمرار الدورة يؤدي إلى استمرار المناخ السائد (جفاف وانخفاض الحرارة في الساحل الشرقي للمحيط الهادي, وأمطار وارتفاع الحرارة على الساحل الغربي للمحيط الهادي). في حين أن انقطاع الدورة يؤدي إلى (أمطار غزيرة على بيرو, وقلة الأمطار على اندونيسيا وساحل استراليا الشرقي).

يحدث النينو كل عدة سنوات من كانون الأول إلى آذار نتيجة ضعف تصاعد المياه من الأسفل Upwelling وإحلال مياه دافئة متحركة من الغرب والشمال. وبالنسبة للمياه ففي الحالة الاعتيادية يكون سُمك الماء الدافئ قليلاً, بينما سُمك الماء البارد كبيراً لذلك فالرياح إلهابة من الساحل تستطيع أن تزيح الطبقة الخفيفة من المياه الدافئة لتتصاعد مكانها مياه باردة من الأعماق. إن استمرار إزاحة المياه من الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية يؤدي إلى تكدس الماء

الدافئ على الساحل الشرقي لآسيا واستراليا. لذلك يتكون انحدار في مستوى الماء حيث يكون على الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية اخفض بحوالي ٤٠ سم.



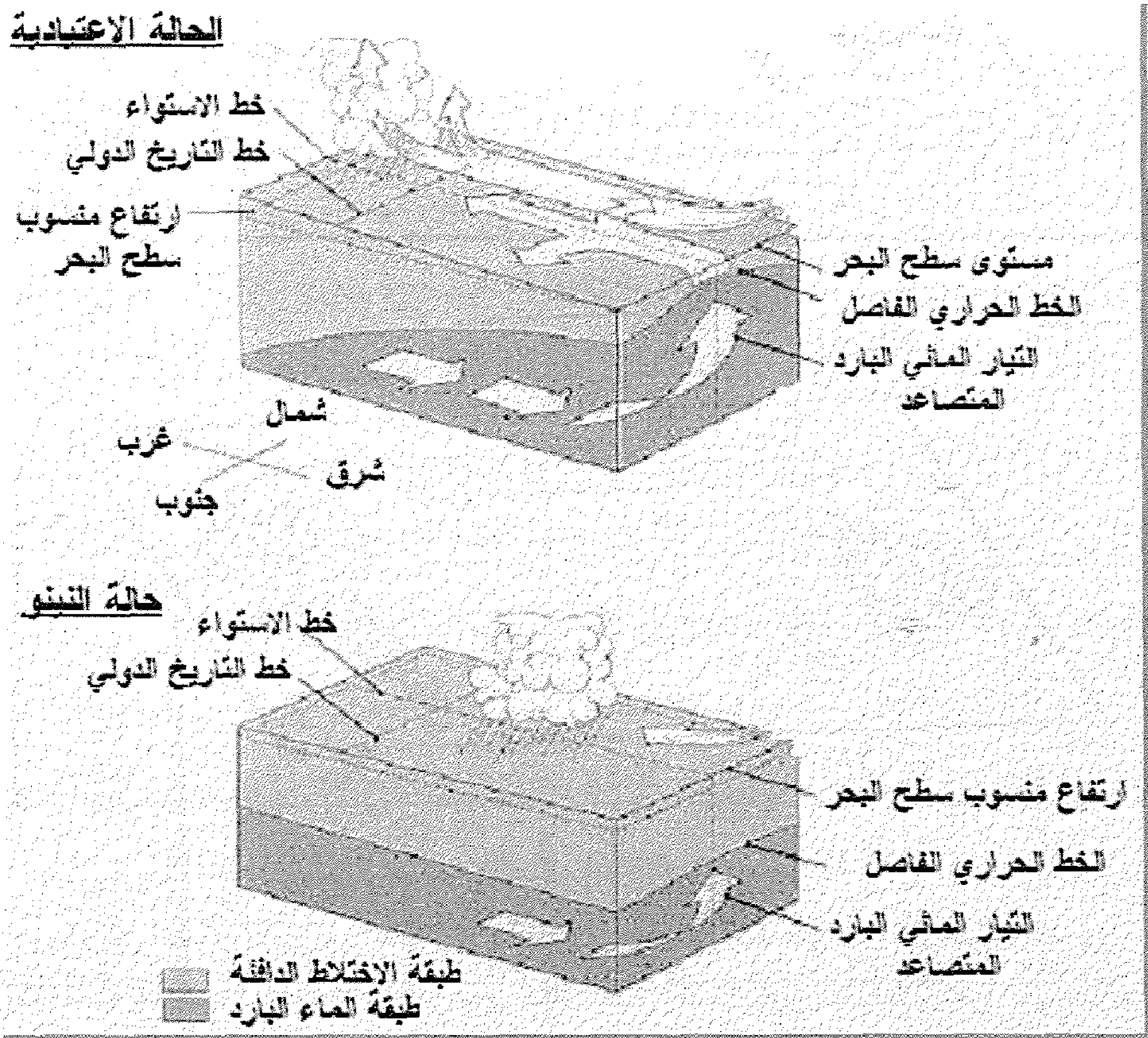


الشكل (٨-٢)

دورة ولكر الشكل الأول يبين الحالة الاعتيادية ارتفاع الضغط على سواحل أمريكا الجنوبية وانخفاضه على سواحل أسيا. الثاني يبين حالة النينو عندما يكون الضغط مرتفعاً على سواحل أسيا ومنخفضاً على سواحل أمريكا الجنوبية.

في حالة النينو ونتيجة للموجة الراجعة فان سُمك المياه الدافئة يصبح كبيراً. ولضعف الرياح فلا تزاح الطبقة الدافئة مما يؤدي إلى انقطاع تصاعد الماء البارد من الأسفل (الشكل ٨-٣). بعبارة أخرى فان تكدس الماء الدافئ على سواحل شرق أسيا وعندما تتراخى الرياح التجارية يعود وعلى طول خط

الاستواء إلى السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية. في هذه الحالة يصبح سُمك الماء الدافئ على سواحل أمريكا الجنوبية كبيراً مما يقطع تصاعد الماء البارد من الأسفل. ودائماً عندما تنتهي ظاهرة النينو تعقبها ظاهرة اللانينا La Nina (البنت) في اللغة الأسبانية والتي تؤدي إلى عودة المياه الباردة إلى السواحل ولكن بدرجة ابرد بكثير ولفترة معينة. هناك عده نظريات حاولت أن تفسر حدوث ظاهرة النينو نجملها بما يأتي:



الشكل (٨-٣)

الشكل الأول يبين الحالة الاعتيادية عندما تكون الرياح شرقية فتدفع الرياح المياه السطحية غرباً، لاحظ ارتفاع منسوب الماء غرباً وانخفاضه شرقاً. الثاني يبين حالة النينو حيث يصبح سُمك المياه الدافئة قرب سواحل بيرو كبيراً وتصبح المياه الباردة عميقة.

(١) نظرية تراخي وخمول الرياح التجارية: **الرياح التجارية في غرب أمريكا الجنوبية لا تهب بنفس القوة دائما، وإنما هناك فترات تضعف فيها قوة هذه الرياح. إن ضعف قوة الرياح ينتج عنه ضعف في إزاحة الماء الدافئ السطحي قرب سواحل بيرو مما يؤدي إلى تسخين عالي للمياه، قد ينتج عنه انخفاض في الضغط فوق المياه. كما إن هذا الضعف يؤدي إلى انعدام القوة التي تحجز المياه الدافئة على سواحل أسيا، مما يسمح لهذه المياه الدافئة بالانسياب شرقاً باتجاه ساحل أمريكا الجنوبية الغربي (الشكل ٨-٣).**

(٢) دورة ولكر والتذبذب الجنوبي: **هي نظرية تفسر سبب تراخي الرياح التجارية. فاختلاف الضغط بين الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية والساحل الشرقي لأسيا يفسر سبب نشاط الرياح التجارية. إن اختلاف هذا الضغط يؤدي إلى تراخي وضعف هذه الرياح ثم انقطاعها. فالتغيير الحاصل في دورة ولكر بسبب التذبذب الجنوبي يؤدي إلى تغيير هبوب الرياح فتصبح غربية بدلاً من شرقية، مما يؤدي إلى دفع المياه من سواحل أسيا إلى سواحل أمريكا الجنوبية وبذلك تبدل المياه الباردة على تلك السواحل بمياه دافئة تمنع تصاعد الماء من الأسفل فتقتل الأسماك لقلة المواد الغذائية المتوفرة.**

(٣) اختلاف في موازنة الطاقة المحلية بسبب تقدم اضطرابات من النصف الشمالي: **يقترح ليتو إن انتقال الاضطرابات من النصف الشمالي عبر خط الاستواء بين حين وأخر قد يكون هو العملية التي تؤدي إلى إطلاق العملية برمتها. حيث أن تزايد سقوط الأمطار على سواحل الإكوادور وبيرو الجافة يؤدي إلى استهلاك كمية كبيرة من الطاقة لتبخير الماء من التربة. إن استهلاك هذه الطاقة يؤدي إلى تقليل الطاقة المخصصة للتوصيل الجاف مما يؤدي إلى ضعف الرياح نتيجة قلة التباين في درجات الحرارة. وضعف الرياح يقلل من تصاعد الماء البارد من الأعماق مما**

يؤدي إلى انقطاعه بسبب غزو المياه الدافئة من شمال خط الاستواء. إن وجود الماء الدافئ قرب السواحل ينشط التبخر ويساعد على زيادة سقوط الأمطار.

(٤) حوادث مؤثرة على الطقس: يمكن لأية ظاهرة مؤثرة على الطقس أن تحول الحالة إلى شيء ملائم لبدء النينو. فمثلاً انفجار بركان أو أي ظاهرة طقسية من خارج المنطقة قد تؤثر على كمية الإشعاع الشمسي الواصل مما يؤثر على الدورة العامة للرياح.

للنينو تأثيرات طقسية مباشرة وغير مباشرة. تؤثر ظاهرة النينو على زيادة الأمطار وارتفاع الحرارة على ساحل بيرو والإكوادور, مما يؤدي إلى فيضانات عندما تكون الظاهرة شديدة. تشهد جنوب البرازيل وشمال الأرجنتين مناخاً أكثر رطوبة من المعتاد في الربيع وبداية الصيف, كما تشهد وسط التشيلي شتاءاً معتدلاً وأمطاراً غزيرة. طقس أكثر حرارة وجاف بعض الشيء يشهده حوض ألامزون. حالة جفاف تشهدها اندونيسيا والفلبين وشمال استراليا. وهناك تأثيرات غير مباشرة للنينو على مناطق ابعد.

٨-٤ الأعاصير المدارية Tropical Cyclone

من الظواهر الأخرى المؤثرة على الطقس في العروض المدارية هي الأعاصير المدارية. لها تسميات عدة ففي أمريكا الشمالية تسمى Hurricane وفي خليج البنغال تسمى Cyclone وفي سواحل الصين واليابان تسمى Typhoon. الظاهرة هي انخفاض شديد في الضغط الجوي فوق الماء قد يصل أحيانا إلى ٨٥٠ مليبار. ينتج عنة كميات هائلة من الغيوم وحركة هواء دوارة ورعد وبرق شديدان وتتحرك من الشرق إلى الغرب. تحدث الظاهرة قرب خط الاستواء وليس عليه. ولكي تحدث الظاهرة لابد من توفر الشروط الآتية:

(١) أن تكون درجة حرارة الماء السطحي ٢٧ْم أو أكثر ولعمق ٥٠ متراً. لوحظ انه في هذه الدرجة تتزايد حدة التبخر من الماء. ولان الحرارة الكامنة في بخار الماء وبعد أن تتحرر بالتكاثف هي الوقود اللازم لإدامة هذه الظاهرة، فلابد أن يكون إضافة بخار الماء إلى الهواء كبيراً.

(٢) حالة الجو العليا تساعد على حدوث الإعصار. حيث يجب أن يكون تناقص الحرارة بالارتفاع كبيرة بحيث يبقى الهواء المتصاعد أدفئ من الهواء المجاور له.

(٣) لا تحدث الظاهرة بين دائرتي عرض ١٠° شمالاً وجنوباً. لان الإعصار يحتاج إلى حركة دوران للهواء، وقرب خط الاستواء تنعدم قوة كوريولس الضرورية لتدوير الهواء.

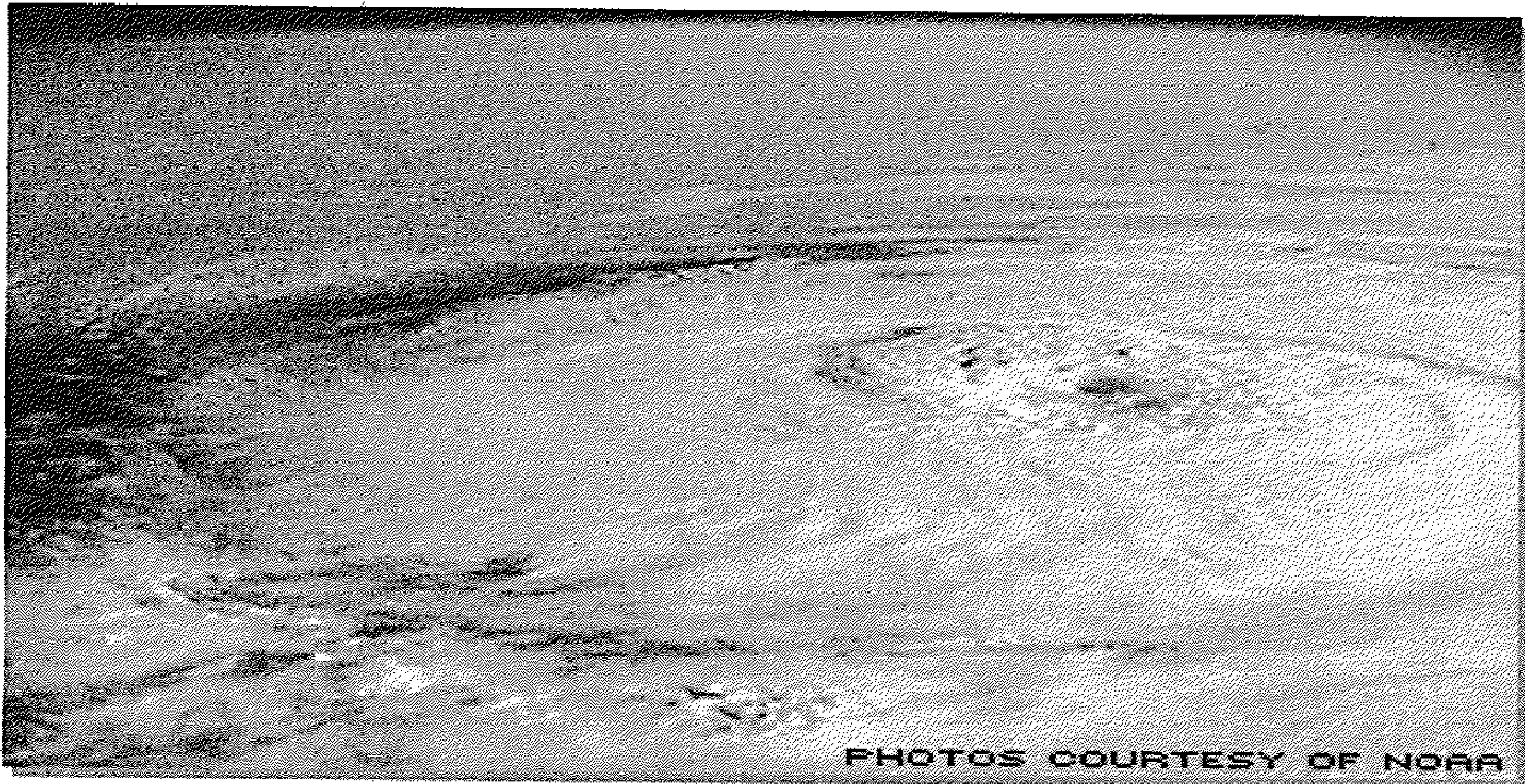
(٤) وجود اضطرابات طقسية محلية قبل حدوث الظاهرة. هذه الحالة يوفرها وجود الأمواج الهوائية المدارية، وهي اضطراب طقسي لعاصفة مدارية مع برق ورعد غير دوارة وتوجد بكثرة في المناطق المدارية.

(٥) عدم وجود قطع هوائي Wind shear (تبدل في سرعة الهواء بالارتفاع)، فوجود قطع هوائي يعرقل تطور الإعصار المداري.

تتوفر هذه الشروط غالباً بين دائرتي عرض ١٠- ٢٠° شمالاً وجنوباً. وقد تحدث الأعاصير حتى في حالة عدم توفر الشروط، إلا أن حدوثها يكون نادراً. لذلك فالأعاصير تتكون في منطقة المناخ الاستوائي، وتؤثر على طقس العروض الوسطى. يوصف الإعصار المداري بأنه ماكينة ضخمة لنقل الطاقة من العروض المدارية إلى العروض الوسطى. حيث إن الوقود الأساسي للإعصار هي الطاقة المحررة من تكاثف بخار الماء.

تتكون الظاهرة في المسطحات المائية المدارية، وتبدأ عندما يكون هناك تبخر شديد من سطح الماء ما يلبث إلا أن يتصاعد ويتكاثف. الطاقة المحررة من

التكاثف تكون هائلة لذلك يبقى الهواء المتصاعد أدفئ بكثير من الهواء المحيط به فيستمر بالتصاعد مكوناً غيوم تراكمية مزنية. في هذه المرحلة يسمى المنخفض المداري Tropical depression حيث الغيوم الكثيفة والبرق والرعد وسرعة الهواء لا تتجاوز ٦٢ كم/ ساعة. استمرار العملية يؤدي إلى ظهور عاصفة مدارية Tropical storm تتميز بسرعة هواء بين ٦٢-١١٧ كم /ساعة. في هذه المرحلة تبدأ العاصفة بأخذ شكلها المعتاد, لكن بدون عين. الإعصار المداري يسمى كذلك عندما تصل سرعة الهواء إلى أكثر من ١١٧كم/ساعة. في هذه المرحلة تبدأ عين الإعصار بالتكون حيث إن شدة تصاعد الهواء يترك ضغطاً منخفضاً جداً على السطح مما يؤدي إلى تزاحم دخول الهواء المجاور إلى مركز الضغط الواطئ. هذا التزاحم يترك عيناً في الوسط يعتمد حجم هذه العين على حجم الظاهرة, فتتراوح مساحة العين بين ٥كم إلى ٢٠٠كم (الشكل ٨-٤). عين الإعصار هي منطقة هواء هادئ, ولكن في جدار العين قد تصل سرعة الرياح إلى ٣٠٥كم/ساعة.



الشكل (٨-٤)

عين الإعصار وتظهر واضحة على شكل منطقة خالية من الغيوم.

تتحرك الأعاصير المدارية شرقاً وقد تعبر دائرة العرض ٢٠°، حيث يكون الماء ابرد وعندها يسمى الإعصار بإعصار فوق المداري Extratropical cyclone. يظهر الإعصار فوق المداري على شكل فارزة (,). القوة التدميرية للأعاصير من سرعة الرياح الشديدة ومن غزارة الأمطار التي تكون فيضانات هائلة. الأعاصير الفوق مدارية تبقى خطرة، رغم إنها تحركت فوق مياه باردة. وتصنف الأعاصير من حيث الشدة إلى خمسة أصناف، الصنف الأول أضعفها والخامس أشدها. يتكون الإعصار من الأجزاء الآتية:

(١) ضغط سطحي منخفض يدور حوله الهواء، حيث يعتبر الضغط المنخفض في الإعصار اخفض ضغط مسجل على الأرض عند مستوى سطح البحر.

(٢) مركز هواء دافئ، حيث إن الإعصار يتكون من تحرر الطاقة من تكاثف بخار الماء، لذلك يكون الهواء في الإعصار دائماً أدفئ من الهواء المجاور.

(٣) أمطار غزيرة وبرق ورعد كثيف حول مركز الإعصار.

(٤) عين الإعصار، وهي منطقة هواء خفيف وهبوط هواء وخالية من الغيوم.

(٥) جدران العين، وهي عبارة عن اعنف جزء في الإعصار، تتكون من جدران من الغيوم المحيطة بالعين.

(٦) دورة هواء إلى الخارج، حيث تتجه حركة الهواء في الأعلى بعيداً عن الإعصار. في الأسفل تكون حركة الهواء حول الضغط المنخفض، وعندما يرتفع الهواء إلى الأعلى فانه يضعف ويتحول إلى ضغط عالي مما يعكس حركة الهواء فتصبح بعيداً عن المركز.

يتبدد الإعصار إذا حدثت له إحدى الأمور الآتية:

(١) إذا تحرك إلى اليابس، حيث تنقطع عنه الطاقة. ذكرنا إن مصدر طاقة الإعصار هي الحرارة المولدة من التكاثف، وعلى اليابسة لا يتزود الإعصار ببخار الماء مما يؤدي إلى سرعة تحلله وموته. ويموت الإعصار بشكل

أسـرع إذا كانـت اليابـسة منطقـة جبليـة، لان الجبـال ابـرد مـن الأرض المستوية، وفي هذه الحالة فان الأمطار الساقطة من الإعصار تكون غزيرة علـى الأرض أو الجبـال، وقـد تـؤدي إلى فيـضانات أو انزلاقـات التربـة في المناطق الجبلية.

(٢) إذا بقي في مكانة لفترة طويلة وبذلك يستهلك كل الطاقة في المنطقة.

(٣) إذا صادفه قص هوائي في الأعلى (تغير في سرعة الهواء) مما يؤدي إلى تبدد الهواء المتصاعد إلى أماكن أخرى فيفقد طاقته.

(٤) إذا كـان ضـعيفاً بحيث يمكن احتوائه بواسطة ضـغط منخفض اعتيـادي، حيث عندها يصبح جـزءاً مـن الـضغط المنخفض وعلـى مـساحة واسـعة فيتحول إلى عاصفة رعدية غير دوارة.

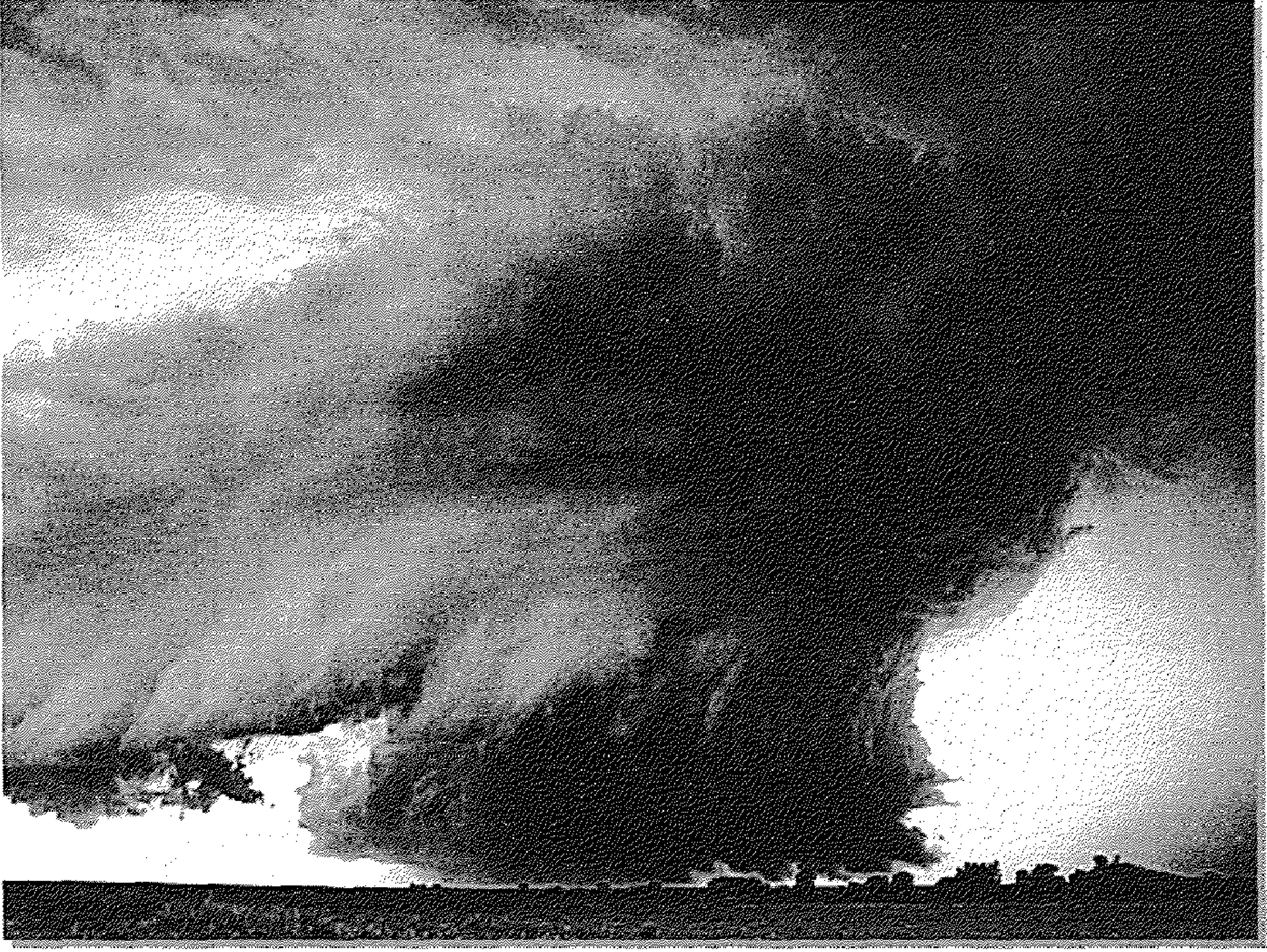
(٥) إذا تحول إلى منطقة مياه باردة. ليس من الضروري أن يتبدد في هذه الحالة ولكن يمكن أن يضعف ويفقد صفات الإعصار المداري ويتحول إلى عاصفة فوق مدارية قد تبقى عنيفة.

وقد فشلت جميع المحاولات الاصطناعية لتبديد الإعصار أو تقليل شدته أو تقليل الأمطار الناتجة عنة. لذلك فان أضرار الإعصار مازالت كبيرة. وتـأتي أضـرار الإعـصار من الريـاح الشديدة السرعة، أكثر من ١١٧كـم/سـاعة، ومن الأمطار الغزيرة، وارتفاع منسوب مياه البحر، ومن احتمال ظهور التورنـادو مـع الإعصار على اليابس.

لابد من التطرق إلى متابعة الإعصار وتسميته. فبفضل الأقمار الصناعية والتي تغطي كل العالم تقريباً فان العاصفة المدارية عند ولادتها تُتابع من قبل مراكز أرصاد خاصة. فإذا تطورت إلى إعصار فيتم متابعتها بدقة لمعرفة اتجاه سيرها وتحول قوتها بمرور الزمن. وتجدر الإشارة إلى أن الأعاصير حسب قوتها تصنف إلى خمسة أصناف أضعفها الصنف الأول وأقواها الصنف

الخامس. عندها تصدر تنبيهات أو تحذيرات للمناطق التي يحتمل أن يمر بها الإعصار. إما تسمية الأعاصير فتتم حسب الحروف الأبجدية حيث تبدأ الأسماء بالحرف A لأول إعصار في ذلك الموسم, وكل إعصار بعدة يأخذ الحروف الأخرى وحسب التسلسل الأبجدي. لذلك يمكن معرفة تسلسل الإعصار من الحرف الأول لاسم الإعصار.

من الأعاصير التي ضربت في المحيط الأطلسي في الفترة الأخيرة إعصاران الأول شديد التدمير والأخر اقل تدميراً. الإعصار الأول سمي كاترينا Katrina, والثاني سمي ريتا Rita. الإعصار كاترينا وهو الأشد تدميراً كان رابع إعصار في المحيط الأطلسي للعام ٢٠٠٥, وكان من الدرجة الخامسة (أعلى درجة معروفة), وسادس اكبر إعصار في تاريخ المنطقة. ولد الإعصار على شكل عاصفة مدارية في ٢٣ آب ٢٠٠٥, وصل إلى قرب سواحل فلوريدا كإعصار من الدرجة الأولى في ٢٨ آب. قرب لويزيانا تحول إلى إعصار من الدرجة الخامسة حيث انخفض الضغط في مركزة إلى ٩٠٢ مليبار, ووصلت سرعة الرياح فيه إلى ٢٨٠ كم/ساعة. ضرب الإعصار عند الساحل ولايات لويزيانا, والمسيسبي, والباما, وكان أكثر تدميراً في لويزيانا, الشكل (٨-٥) لغيوم تكونت في الإعصار. تلاشى الإعصار في ٣١ آب ٢٠٠٥. قدرت تكاليف الأضرار التي خلفها الإعصار ب ٧٥ مليار دولار, والوفيات ب ١٣٩٢ شخصاً, والحصيلة مازالت غير نهائية. إما الإعصار ريتا ولد في ١٧ أيلول وتلاشى في ٢٦ أيلول, وصلت سرعة الرياح فيه ٢٨٠ كم/ ساعة, وضرب مناطق البحر الكاريبي وولايات خليج المكسيك. قدرت الأضرار ب ٨ مليار دولار والوفيات ب ٦ أشخاص.



الشكل ٨-٥

نوع من الغيوم المصاحبة للإعصار كاترينا ٢٠٠٥.

هناك ٨٠ إعصار مداري يولد سنوياً، معظمها ٨٧٪ منها بين ١٠-٢٠° شمالاً وجنوباً، أي ضمن منطقة الجبهة المدارية ITCZ (الشكل ٨-٦). تحدث الأعاصير المدارية في نهاية الصيف وبداية الخريف، عندما يكون الماء في أعلى درجات حرارته. ومع ذلك لكل إقليم وقته، ففي شمال الأطلسي وشمال شرق المحيط الهادي يحدث بين ١ حزيران إلى ٣٠ تشرين الثاني وقمة الحدوث في أيلول. شمال غرب المحيط الهادي يحدث طوال العام، ولكن قمة الحدوث في أيلول. في حوض المحيط الهندي الشمالي يحدث بين نيسان إلى كانون الأول، ولكن قمة الحدوث في أيار وتشرين الثاني. أما في النصف الجنوبي فانه يظهر بين نهاية تشرين الأول إلى أيار، وقمة حدوثه في منتصف شباط إلى بداية آذار (الجدول ٨-١) . وفيما يأتي مناطق حدوثه:

١- غرب المحيط الهادي الشمالي: ويؤثر على الصين واليابان والفلبين وتايوان. هذا الإقليم من أكثر أقاليم حدوث الأعاصير حيث تسجل فيه ثلث عدد الأعاصير في العالم.

٢- شرق المحيط الهادي الشمالي: ويؤثر على غرب المكسيك وجزر هاواي وفي حالات نادرة على كاليفورنيا. وهو ثاني موقع من حيث عدد الأعاصير.

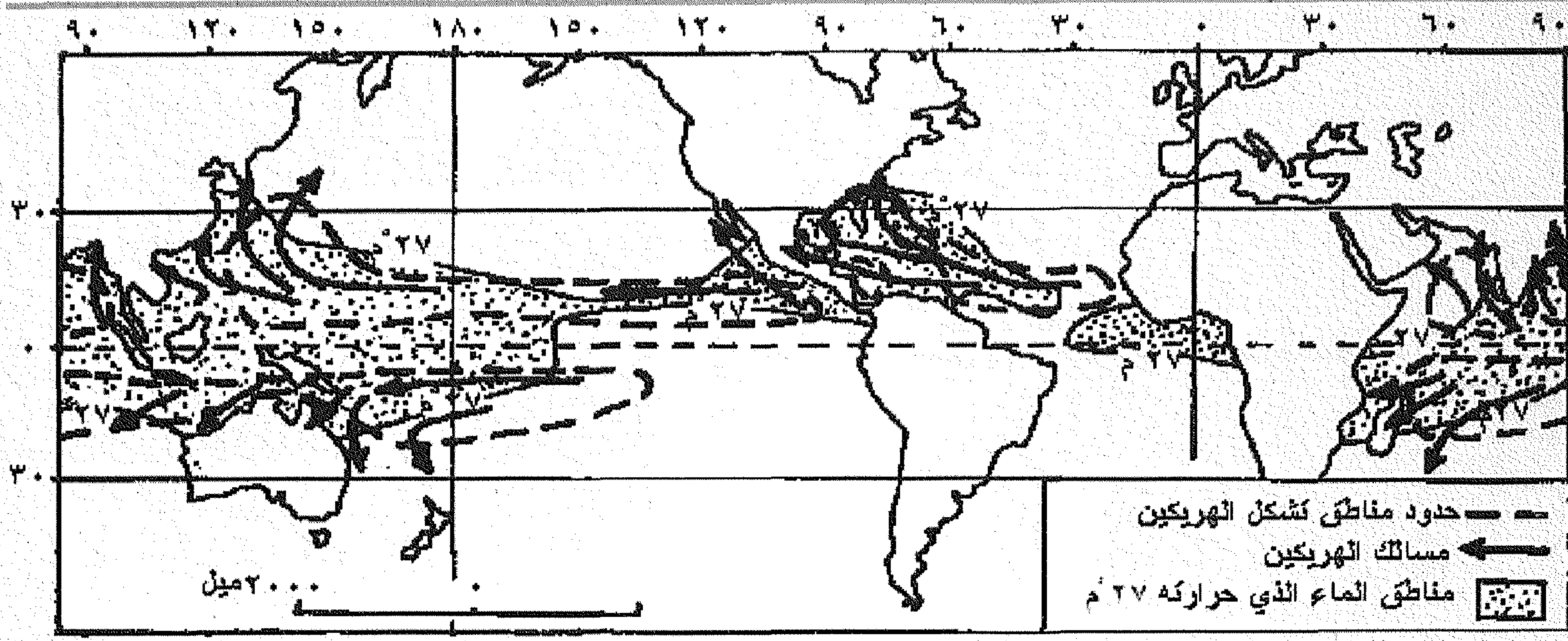
٣- جنوب غرب المحيط الهادي: ويؤثر على استراليا وجزر المحيط الهادي.

٤- شمال المحيط الهندي: ويقسم إلى منطقة خليج البنغال بحر العرب. الأعاصير في خليج البنغال أكثر منها في بحر العرب بـ ٥ إلى ٦ أضعاف. تؤثر هذه الأعاصير على الهند وبنغلاديش سيريلانكا وتايلاند وبورما وباكستان. ونادراً جداً ما تؤثر على الجزيرة العربية.

٥- جنوب شرق المحيط الهندي: تؤثر على استراليا واندونيسيا.

٦- جنوب غرب المحيط الهندي: يؤثر على مدغشقر وموزنبيق وموريسيوش وكينيا.

٧- حوض شمال الأطلسي: وعدد الأعاصير يتراوح بين ٢٠ إلى ١ فقط في السنة والمعدل السنوي ١٠. يؤثر على الساحل الشرقي للولايات المتحدة والمكسيك وجزر الكاريبي وأمريكا الوسطى وسواحل كندا الشرقية.



الخريطة ٨-٦: مناطق تكون الاعاصير المدارية (الهريكين) في المحيطات ومساراتها.

الجدول ٨-١: منطقة ووقت حدوث وعدد الأعاصير المدارية.

المنطقة	موسم الحدوث	عددها
جزر الكاريبي، ساحل المكسيك على المحيط الهادي، فلوريد والساحل الجنوبي للولايات المتحدة على الأطلسي، خليج المكسيك	حزيران – تشرين الثاني	١٤
بحر الصين، جزر الفلبين، جنوب اليابان (غرب المحيط الهادي)	تموز – تشرين الأول	٢٢
خليج البنغال، الهند الجنوبية، بحر العرب (شمال المحيط الهندي)	نيسان – كانون الأول	١٥
مالاغاشي، غرب استراليا (جنوب المحيط الهندي)	تشرين الثاني – أيار	٨
شرق استراليا (جنوب المحيط الهادي)	كانون الأول – أيار	٢

وهناك مناطق يحدث فيها الإعصار ولكن بشكل نادر جداً وهي غير متوقعة:

١- جنوب المحيط الأطلسي: بسبب برودة الماء، وعدم وجود جبهة مدارية، وكذلك عدم وجود قص هوائي في الأعلى، لا يحدث الإعصار المداري. حدثت عواصف مدارية ثلاثة فقط في هذه المنطقة.

٢- وسط المحيط الأطلسي الشمالي: القص الهوائي يمنع تكون الأعاصير، ولكنة يتأثر بالأعاصير التي تتكون في أماكن أخرى من المحيط.

٣- البحر المتوسط: ظهرت فيه بعض العواصف الشديدة، وهناك نقاش هل إنها أعاصير مدارية أم لا.

٨-٥ الأنظمة الموسمية في أسيا Asian Monsoons

أنظمة المناخ الموسمي في أسيا ليست نظام أمطار فقط وإنما هي نظام مناخي مختلف لذلك استحقت التسمية المنفردة. كما إن هذه الأنظمة مختلفة بين مناطق أسيا المختلفة. فالنظام الصيني يختلف عن النظام الياباني وكذلك عن النظام الهندي وعن النظام العربي, فلكل نظام من هذه الأنظمة نظام مطر وحرارة ورياح خاصة به. يجمع المناخات الموسمية في أسيا قاسم مشترك هو الرياح الموسمية التي تهب من الجنوب الغربي صيفاً. تصل هذه الرياح إلى اليمن وجنوب الجزيرة العربية في منتصف تموز, فتؤدي إلى سقوط أمطار على جبال اليمن في تموز وآب. بينما تصل الرياح الموسمية إلى الهند في حزيران, وقد تتقدم أو تتأخر قليلاً عن هذا الموعد. في حين تصل الصين واليابان في أيار. لذلك أصبح لكل منطقة نظام أمطار خاص بها. فأمطار اليمن تصاعدية تضاريسية, في حين أمطار الهند تصاعدية وفي بعض المناطق جبهوية, إما أمطار الصين واليابان فهي جبهوية. ترتفع الحرارة إلى أقصى مدى لها في الهند قبل وصول الرياح الموسمية, أي في نهاية الربيع. بينما لا يسبق وصول الرياح الموسمية إلى الصين ارتفاع في الحرارة. إما اليمن فان حرارتها ترتفع مع بداية الصيف, ويشهد شهر آب فقط انخفاض واضح في الحرارة لأنه شهر غزارة الأمطار.

تتأثر الأنظمة الموسمية الآسيوية بالتيار النفاث الشرقي الذي يمتد من فوق اندونيسيا غرباً إلى شرق أفريقيا. حيث يلاحظ أن انطلاق هذا التيار واكتمال تكونه يؤدي إلى بداية غزو الرياح الموسمية خاصة لجنوب شرق أسيا. كما ترتبط الرياح الموسمية الهندية بموقع التيار النفاث شبه المداري, حيث أن تبديل موقعة إلى شمال جبال الهملايا يسمح للرياح الموسمية بالتوغل داخل الهند. في

هذا المبحث سنتطرق بالشرح للنظام الموسمي الهندي فقط والذي يعتبر نظاماً مثالياً لان الأنظمة الأخرى تتأثر بعوامل أخرى مما يجعل نظامها الموسمي مختلفاً.

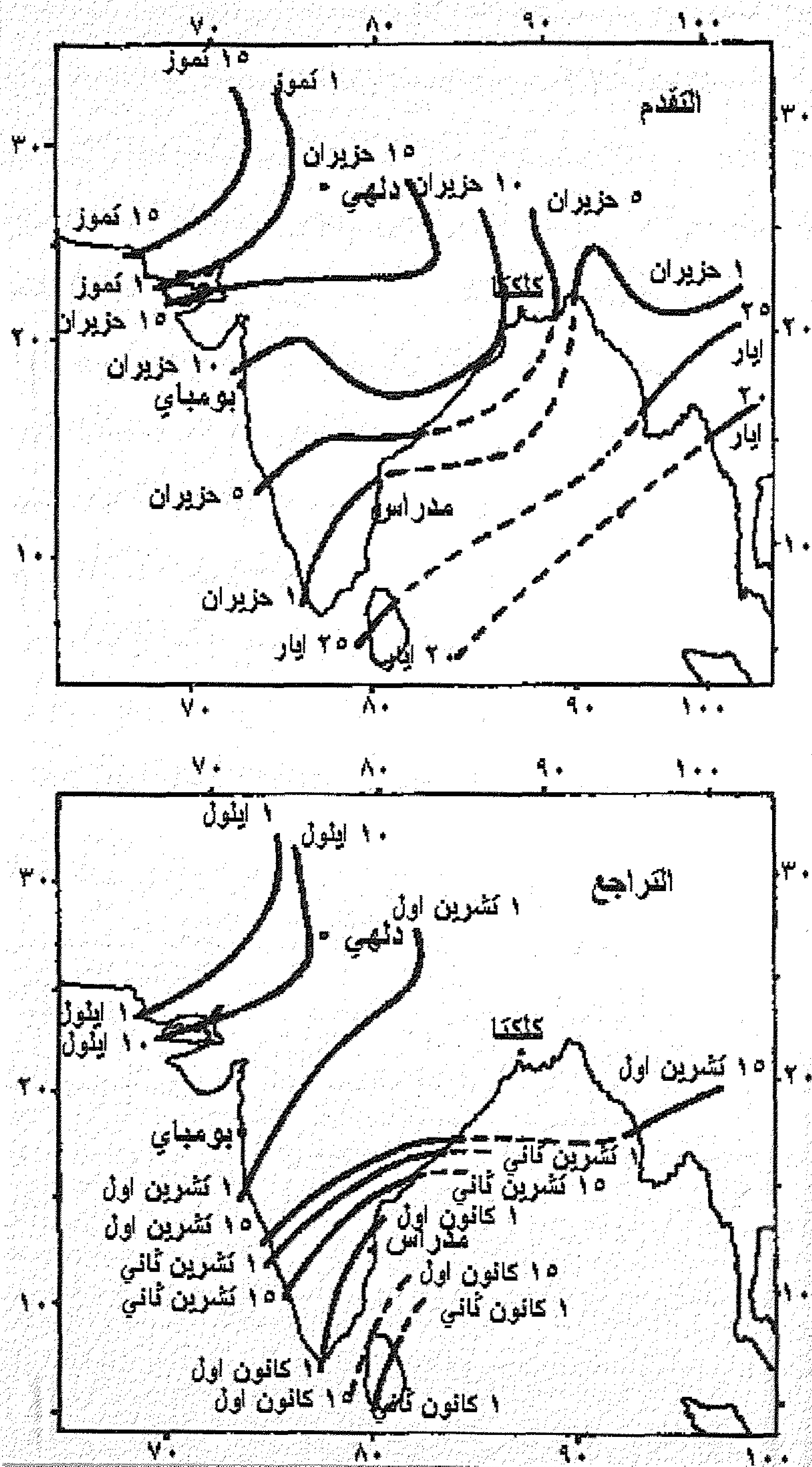
المناخ الموسمي للهند Indian Monsoon:

مناخ مختلف عن المناخات المدارية من حيث تدرج الحرارة فيه. وهو المناخ المثالي من وجهة النظر الموسمية، ويعتمد على هبوب الرياح الموسمية التي تهب في الفصل الواحد من اتجاه معاكس للاتجاه التي تهب منة في الفصل الأخر. فالمعروف إن الرياح الموسمية توجد في حوض المحيط الهندي، حيث تهب صيفاً من جنوب خط الاستواء كرياح جنوبية شرقية (رياح تجارية). عند عبورها خط الاستواء ونظراً لتغير قوة كوريولس، فأنها تنحرف لتصبح جنوبية غربية (موسمية). هذه الرياح تؤثر على الهند صيفاً حيث يبدأ هبوبها في بداية حزيران، وقد تتقدم أو تتأخر أسبوعين عن موعدها. وتقدمها أو تأخرها يسبب بعض الكوارث خاصة للمحاصيل الزراعية. ويبدو إن تقدم موعدها أو تأخره مرتبط بظهور التيار النفاث الشرقي الذي يبدأ من فوق جنوب شرق أسيا وينتهي عند سواحل أفريقيا الشرقية. إن تقدم هذه الرياح إلى داخل الهند يكون سريعاً، حيث تكتمل سيطرتها على الهند خلال منتصف شهر تموز. بينما يكون تراجعها بطيئاً، فتبدأ بالانسحاب في بداية أيلول ولا تغادر الأراضي الهندية إلا في نهاية تشرين الثاني (الشكل ٨-٧). كما إن أمطارها في فترة الانسحاب تكون أغزر منها في فترة التقدم.

الرياح الموسمية تبدو أكثر وضوحاً في حوض المحيط الهندي مقارنة بالمحيطات الاخرى. والسبب في ذلك يعود إلى انغلاق المحيط الهندي من الشمال مما يؤدي إلى تواجد ماء في الجنوب ويابس واسع في الشمال. لذلك فان اختلاف التسخين بين الماء واليابس يؤدي إلى هبوب هذه الرياح، أي إن

الرياح الموسمية بشكل ما تشبه نسيم البر والبحر ولكن بشكل فصلي. الدراسات الحديثة عن هذه الظاهرة تبين إن السبب ليس فقط في اختلاف التسخين وإنما هناك الاضطرابات ألطقسية وموقع التيار النفاث شبه المداري والتيار النفاث الشرقي والتي كلها تلعب دوراً في مواعيد تقدم وتأخر هذه الظاهرة. لذلك فالظاهرة ليست بالبساطة التي كنا نتصورها سابقاً. في الشتاء، يبرد اليابس الآسيوي كثيراً مما يكون ضغط عالي فوق سيبريا وهضبة التبت تخرج منه رياح شمالية شرقية (رياح تجارية اعتيادية). بينما يكون الضغط الواطئ على المحيط الهندي الجنوبي نتيجة التسخين. لذلك فالرياح التجارية في نصف الكرة الشمالي لا تتوقف عند خط الاستواء وإنما ستعبره للوصول إلى مركز الضغط الواطئ جنوب خط الاستواء. الرياح التجارية عندما تعبر خط الاستواء تتحول إلى رياح شمالية غربية بسبب تغير قوة كوريولس، فتسمى بالرياح الموسمية التي تؤثر على شمال استراليا. في هذا الفصل وعلى الهند، تكون الرياح من اليابس إلى الماء فتكون جافة.

في فصل الصيف، تتغير الصورة تماماً، فنتيجة التسخين واحتماء الهند بجبال الهيمالايا التي تمنع عنها الرياح الباردة من وسط أسيا، فان مركزاً عميقاً للضغط الواطئ يتشكل في شمال غرب الهند والباكستان وعلى شمال شرق الهند. في حين يظهر ضغط عالي جنوب المحيط الهندي. لذلك تتحرك الرياح من جنوب خط الاستواء على شكل رياح تجارية جنوبية شرقية تتجه إلى الشمال الغربي. وعند عبورها خط الاستواء تتحول إلى رياح جنوبية غربية نتيجة تبدل قوة كوريولس، لذلك تصل إلى شبه القارة الهندية من الغرب والجنوب الشرقي. هذه هي الرياح الموسمية الصيفية التي تؤثر على الهند والباكستان. وكما هو واضح من الشكل (٨-٧) فان هذه الرياح في المواسم العادية تصل إلى الهند من جنوبها في ١ حزيران كما يبدو من الشكل إن الموجة الرئيسية تتقدم من خليج البنغال.



الخريطة ٨-٧

الأولى تبين مواعيد تقدم الرياح الموسمية على شبه القارة الهندية والثانية تبين مواعيد تراجع الرياح الموسمية

وتبدأ تقدمها السريع في شبه القارة الهندية، حيث تصل إلى وسط الهند في ١٠ حزيران والى شمال غرب دلهي في بداية تموز. وتصل إلى أقصى شمال غرب الهند وباكستان في ١٥ تموز. تبقى هذه الرياح مستمرة في هبوبها خلال آب ثم تبدأ بالانسحاب أولا من الشمال الغربي في بداية أيلول. وكما ذكرنا فإن الانسحاب البطيء يجعلها تصل إلى جنوب دلهي في ١ تشرين الأول الشكل (٨-٧). في ١٥ تشرين الأول تنسحب هذه الرياح من كل شمال الهند ويبقى تأثيرها على وسط خليج البنغال وكل وسط الهند. ولا تكمل انسحابها من شبه القارة إلا في بداية كانون الأول. هذه الرياح في تقدمها وانسحابها تسقط منها أمطار غزيرة بسبب إنها تقطع مسافات كبيرة فوق المحيط الهندي مما يجعلها محملة ببخار الماء ولعمق كبير. كما إن سبب تأخر انسحابها هو إن فترة الانسحاب تتلاءم مع فترة نشاط الأعاصير المدارية في خليج البنغال مما يساعد على سقوط كميات كبيرة من المطر على المنطقة ويؤخر انسحاب الرياح الموسمية.

لو كانت الرياح الموسمية نتيجة التسخين فقط فيفترض إن تكون مواعيد تقدمها وانسحابها دقيقة جداً. ولكن يلاحظ إن مواعيد التقدم والانسحاب تتأخر أو تتقدم في مواعيدها عدة أسابيع. ومن خلال الدراسات في هذا المجال وجد أن تقدمها يتأثر بشكل كبير بموقع التيار النفاث شبه المداري الذي يكون موقعة جنوب جبال الهيمالايا في فصل الشتاء. فإذا تأخر انسحاب هذا التيار إلى موقعه الصيفي فوق هضبة التبت فان الرياح الموسمية يتأخر موعد تقدمها إلى الهند. كما وجدت دراسات أخرى إن التقدم للرياح يرتبط كذلك باكتمال تطور التيار النفاث الشرقي الذي يتكون فوق جنوب شرق أسيا ويمتد ليصل إلى سواحل شرق أفريقيا. كما إن الأمطار التي تسقط صيفاً على الهند ليست كلها نتيجة الرياح الموسمية وإنما قسم منها يعود إلى الاضطرابات ألطقسية التي تحدث في المنطقة وخاصة الأمطار الناتجة عن تراجع الرياح الموسمية، حيث إن هذه الأمطار تتأثر بالأعاصير المدارية التي تتكون فوق خليج البنغال.

إن هـذا النظـام قـد أدى إلى أن تقسـم السنة في الهند إلى ثلاثـة أقسام أو فصول مختلفة بعضها عن البعض وهذه الأقسام هي:

(١) الفصل البارد ويمتد من تشرين الأول إلى آذار: في هذا الفصل يسيطر الضغط العالي في وسط أسيا، والضغط العالي شبه المداري على جنوب الهند على الوضع ألمناخي بشكل عام. لذلك تكون الرياح التجارية الشمالية الشرقية من اليابس هي المسيطرة على شبه القارة مما يجلب طقساً بارداً نسبياً بسبب تسلل هواء بارد من وسط أسيا. فتقل الأمطار أو تنعدم في وسط الهند، حيث تكون السماء فيها غالباً خالية من الغيوم. بينما تتأثر المناطق الشمالية الغربية بالمنخفضات الجوية التي غالباً ما يكون مصدرها البحر المتوسط وتؤدي إلى سقوط أمطار متوسطة الكمية على الشمال الغربي وشمال الهند حيث تتراوح بين ٢٥-١٢٥ ملم، معظمها على شكل ثلوج في المناطق الجبلية. درجات الحرارة في هذا الفصل معتدلة إلى باردة في الشمال حيث تتراوح بين ١٠-١٣°م، ومعتدلة في الوسط حيث تتراوح بين ١٣-٢١°م، ودافئة في الجنوب حيث تتراوح بين ٢١-٢٥°م.

(٢) الفصل الحار ويمتد بين شهري آذار وحزيران: تنتقل الشمس في هذه الفترة إلى شمال خط الاستواء مما يرفع كثيراً من درجة الحرارة. إن توقف تسلل الرياح الشمالية بسبب ضعف الضغط العالي القطبي على أسيا وعمودية الشمس على الهند وعدم وصول الرياح الموسمية بعد هي من أهم الأسباب التي تؤدي إلى ارتفاع درجة الحرارة. تكون السماء خالية من الغيوم وتكثر العواصف الترابية نتيجة جفاف التربة والهواء، فترتفع الحرارة إلى ٤٠°م في شمال غرب الهند وقد ترتفع الحرارة إلى ٤٩°م. أما في وسط الهند فان الحرارة تتراوح بين ٢٩°م في نيسان ٣٥°م في أيار. وتبقى بعض المناطق الشمالية من الهند خاصة في آذار ونيسان تتعرض لبعض المنخفضات الجوية المسببة لسقوط بعض الأمطار. إن ارتفاع الحرارة في هذه الفترة هو المسئول عن انخفاض الضغط الجوي فوق شبه القارة.

(٣) الفصل المطير ويمتد بين حزيران وتشرين الأول: في هذا الفصل تتزايد درجة الحرارة في البداية مما يسمح بتكامل الضغط الخفيف على شبه القارة. وبالرغم من تكون بعض الغيوم نهاراً بسبب التسخين إلا إنها غالباً لا تسقط منها الأمطار. وفي حزيران يبدأ هبوب الرياح الموسمية على أقصى الجنوب. وما تلبث هذه الرياح أن تجتاح الهند كلها عند منتصف تموز. تسقط في هذا الفصل حوالي ٨٥٪ من أمطار الهند لذلك فان حياة الهند تعتمد على أمطار هذا الفصل. إن تلبد السماء بالغيوم في هذا الفصل هي المسئولة عن انخفاض درجة الحرارة في هذا الفصل عن الفصل السابق, فلا تتجاوز درجة الحرارة في هذا الفصل عن ال٢٩°م مما يجعلها في اغلب المناطق معتدلة قياساً لحرارة الفصل السابق. وتستلم المناطق الجبلية في هذا الفصل أغزر الأمطار حيث إن التضاريس الجبلية تعمل على رفع الهواء غير المستقر مما يسمح بتساقط الأمطار يومياً تقريباً على هذه المناطق. لذلك سنجد إن أكثر بقاع الأرض مطراً تقع في جبال الهملايا, ففي تشيروبونجي التي تستلم كمعدل حوالي ١١,٤٣٠ملم تعتبر أكثر بقاع الأرض مطراً. ولابد من القول إن أمطار هذا الفصل ليست غزيرة كل الأعوام, فهناك بعض السنوات التي تكون فيها الأمطار قليلة مما يسبب جفافاً عاماً أو جزئياً في مناطق الهند المختلفة.

لابد من الإشارة هنا أن النظام الموسمي موجود كذلك في نصف الكرة الجنوبي ولكن في موسم عكس الموسم الذي يحدث فيه في نصف الكرة الشمالي. ففي الوقت الذي تسقط فيه الأمطار على الهند تشهد شمال استراليا جفافاً, في حين أن الفصل البارد في الهند يقابله فصل سقوط الأمطار على شمال استراليا. ولكن بسبب اختلاف الوضع التضاريسي وكذلك سعة الماء وضيق اليابس في النصف الجنوبي, فان النظام الموسمي في استراليا يختلف عن النظام الموسمي في الهند.

٨-٦ التنبؤ الجوي في العروض الدنيا Low Latitudes Forecasting

يلاحظ من العرض السابق لمظاهر الطقس في العروض الدنيا إن هذه الظواهر تختلف عما سنراه من مظاهر طقسية في العروض الوسطى والعليا. فجميع المظاهر الطقسية في العروض الدنيا هي نتاج ارتفاع الحرارة والفائض الحراري في هذه العروض، وقسم منها يعمل على نقل فائض الطاقة إلى العروض الوسطى والعليا، كالأعاصير المدارية والرياح الموسمية. وبالرغم من أن التنبؤ الجوي في هذه العروض يتبع نفس الأساليب التي تتبع في العروض الوسطى، إلا إن هناك أمور ومظاهر على المتنبئ الجوي العامل في هذه العروض الانتباه لها لكي يستطيع إيجاد تنبئ جوي ناجح. لذلك سنحاول في هذا المبحث توضيح طبيعة التنبؤ الجوي الذي يجب أن يكون وما هي الصعوبات التي يجابها المتنبئ الجوي في هذه العروض.

يعتمد التنبؤ الجوي في العروض الوسطى كما سنرى في الفصل التاسع على تحديد مواقع مراكز الضغوط الجوية ومواقع التقاء الهواء (الجبهات الهوائية) وتحديد نوعها، حيث أن لكل جبهة طقس مرافق معروف. كما يعتمد على معرفة حالة طبقات الجو العليا من حيث وجود انبعاج Trough أو أخدود Ridge. هذه المظاهر من الصعوبة تحديدها على خريطة طقسية للمناطق المدارية. فالتباين الضغطي ضعيف جداً، وحركة الهواء فوق هذه العروض لا تأخذ شكل أمواج كما في العروض الوسطى. لذلك فان جميع المظاهر الجوية التي يراد التنبؤ بها في المناطق المدارية يجب ان تعتمد على طريقة مختلفة عن الطريقة المتبعة في العروض الوسطى.

لقد زاد الاهتمام في الآونة الأخيرة بطقس العروض الدنيا لما لها من تأثير مباشر على الطقس والمناخ في العروض المختلفة. فالأعاصير المدارية وظاهرة النينو قد جعلتا من هذه العروض ذات أهمية خاصة. وكما أسلفنا فان عدم

مقدرة أجهزة القياس على تحسس الاختلافات الضغطية وعدم وجود جبهات هوائية, فان الطريقة المتبعة بالتنبؤ بالأعاصير المدارية تعتمد المراقبة المباشرة للظاهرة عن طريق الطائرات والأقمار الصناعية. وكذلك الحال بالنسبة لظاهرة النينو حيث يتم الاعتماد على قياسات درجة حرارة الماء واختلاف اتجاه الرياح ومراقبة الموجة البحرية الناتجة. ومازال موقع الجبهة المدارية ITCZ يعتمد في تحديده على الأمطار الساقطة وليس اختلاف درجات الحرارة على جانبي الجبهة. وقد تم اكتشاف تيار نفاث مداري شرقي في السبعينات من القرن الماضي يوجد في النصف الشمالي فقط يظهر مع اندلاع الرياح الموسمية الآسيوية, وقد اشرنا إليه في المبحث الخاص بالرياح الموسمية فوق الهند.

التنبؤ الجوي في العروض المدارية مازال يحتاج إلى الكثير من الجهد والدراسة للوصول به إلى المستوى الذي وصل إليه التنبؤ الجوي في العروض الوسطى. فالكثير من الظواهر الطقسية مازال التنبؤ بها غير ممكن إلا بعد وقوعها, فالصعوبات مازالت قائمة في رسم خريطة طقسية يمكن الاعتماد عليها للتوقع عما سيحدث في المستقبل القريب.

الفصل التاسع

مظاهر الطقس في العروض الوسطى والعليا

مظاهر الطقس في العروض الوسطى والعليا

طقس العروض الوسطى بالرغم من تنوعه إلا أن الدراسات عنه كثيرة جداً, لذلك حقق التنبؤ به طفرة نوعية خاصة في بداية هذا القرن. والخوض في هذا الموضوع يطول شرحه. لذلك سنتعرض إلى أهم الأمور الأساسية التي تخدم موضوع المناخ والدراسات الجغرافية أكثر منة دراسة عن التنبؤ الجوي كما ينظر إليه الانوائيين.

٩-١ تحديد العروض الوسطى Mid-Latitude Identification

العروض الوسطى هي العروض التي تنحصر جغرافياً بين المدارين والدائرتين. ولكن التأثير ألطقسي للعروض الوسطى قد يتعدى المدارين ليصل تأثيره أحيانا إلى دوائر عرض قريبة من خط الاستواء, فقد يصل تأثيره إلى دائرة عرض ١٧°. إما العروض العليا فهي جغرافياً العروض المحصورة بين الدائرتين والقطبين. ولكن هناك تأثير متبادل بين العروض الوسطى والعليا طقسياً. فتأثير العروض الوسطى قد يتعدى الدائرتين خاصة في فصل الصيف, ليصل إلى دائرة عرض ٦٠°, كما إن طقس العروض العليا قد يتعدى الدائرتين إلى تقريباً دائرة عرض ٣٠°. التأثير الطقسي المقصود هنا هو الكتل الهوائية التي تحمل صفات المناطق التي تنشأ فيها, أو تأثير العواصف والتيارات البحرية التي تنقل الصفات أو الطاقة إلى المناطق التي تتحرك إليها.

ليس هناك حدود للهواء لكي يحصر بها ولكن لوحظ أن هناك تباين طقسي أو مؤثرات طقسية مختلفة بين العروض المختلفة. فكما لاحظنا في الفصل

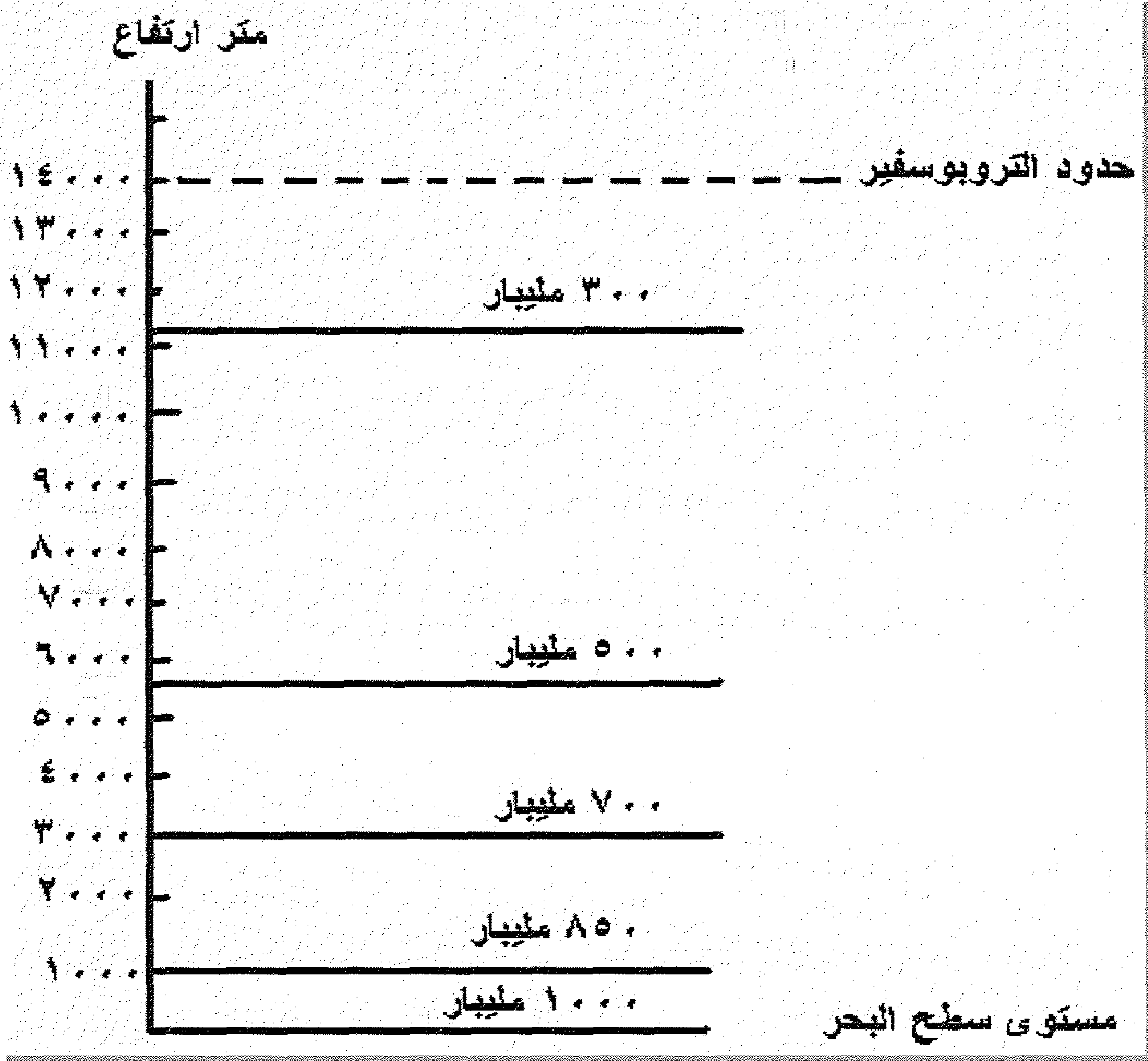
السابق إن المؤثرات على العروض الدنيا ليست نفس المؤثرات على العروض الوسطى والعليا. لذلك لابد من أن تدرس هذه العروض بشك منفصل ليتم التركيز على الميزات التي تتمتع بها هذه العروض.

ودراسة طقس العروض الوسطى والعليا سيدخلنا في مناقشة ظواهر ومظاهر جديدة لم نتطرق إليها لحد ألان، كالمنخفضات والمرتفعات الجوية، وكذلك مظاهر دورة الهواء في طبقات الجو العليا التي وجد أن لها تأثير كبير على مظاهر الطقس السطحية. لذلك سنحاول في هذا الفصل أن نتعرض إلى المؤثرات السطحية والعليا على الطقس السائد في العروض الوسطى والعليا، وكيفية التنبؤ الجوي الجارية لهذه العروض.

٩-٢ رياح الأعالي Upper Air

لو نظرنا للهواء بأبعاده الثلاثة فإننا سنرى أنه مثلما هناك رياح سطحية فان هناك رياح في كل المستويات ارتفاعاً إلى التروبوبوز. وهذه الرياح تلعب دوراً مهماً في المظاهر ألطقسية وبالتالي تؤثر على مناخ المنطقة. وتسمى رياح الأعالي باسم المستوى الذي تهب فيه. فهناك رياح المستوى ١٠٠٠ مليبار والمستوى ٨٥٠ والمستوى ٧٠٠ والمستوى ٥٠٠ والمستوى ٣٠٠ والمستوى ٢٠٠ والمستوى ١٠٠ مليبار. وسميت هذه المستويات باسم قيمة الضغط ارتفاعاً من سطح الأرض. فالمستوى ١٠٠٠ مليبار هو مستوى سطح الأرض. بينما المستوى ٧٠٠ مليبار هو المستوى الذي يقع على ارتفاع ٣٠٠٠ متر كمعدل. وكلما قلت قيمة الضغط زادت قيمة الارتفاع (الشكل ٩ – ١).

اكتشف روزبي في الأربعينيات من هذا القرن أن حركة الرياح في طبقات الجو العليا تكون على شكل أمواج، وان الرياح غربية في اتجاهها. فقد ذكرنا سابقاً أن القوى المؤثرة على اتجاه الرياح هي ثلاثة: وهي منحدر الضغط وقوة الانحراف، والاحتكاك.

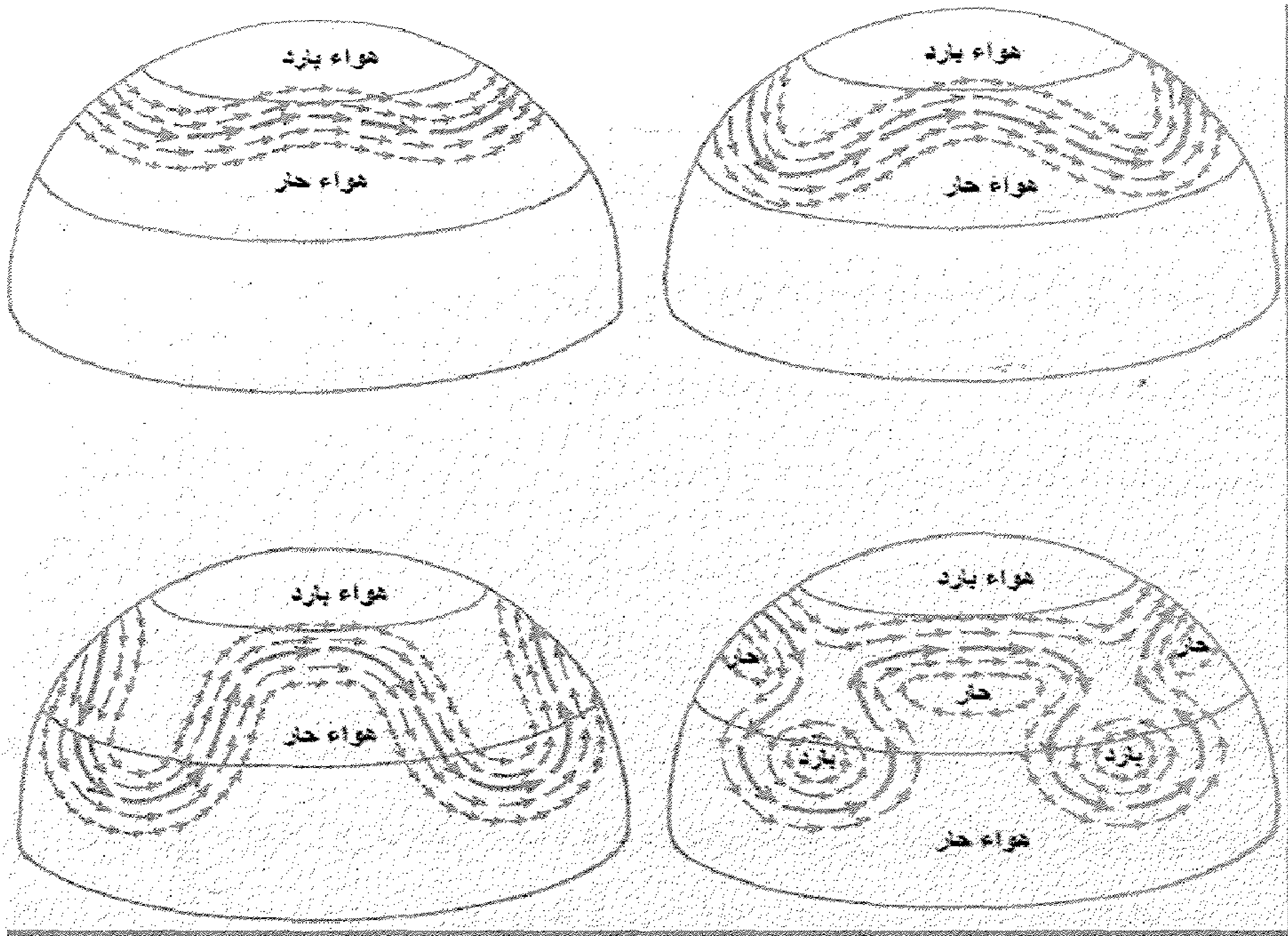


الشكل ٩-١

طبقات الجو العليا والمستويات التي يتم فيها قياس الضغط والارتفاع.

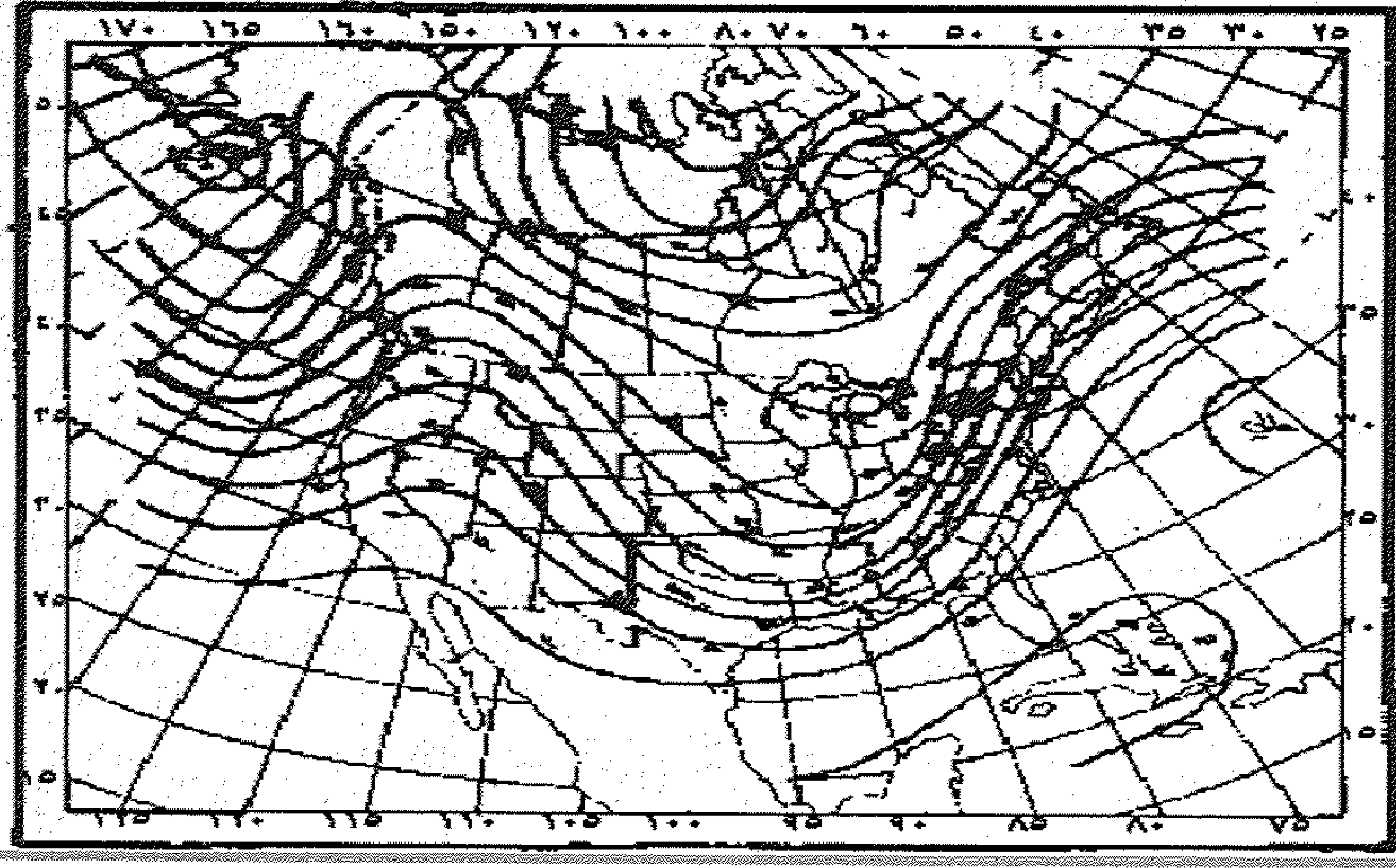
ولان الاحتكاك معدوم في طبقات الجو العليا، لذلك فهناك قوتان فقط تؤثران على اتجاه الرياح في الأعلى وهما منحدر الضغط وقوة الانحراف. لذلك ستكون رياح الأعالي غربية، أي تأخذ اتجاه وسط بين منحدر الضغط وقوة الانحراف. لذلك ستسير الرياح بين خطوط الضغط المتساوي بدلاً من أن تقطعها، حيث يكون الضغط الواطئ إلى شمالها والعالي إلى جنوبها في نصف الكرة الشمالي (الشكل ٩-٢). يلاحظ من الشكل تطور الحركة الموجية في الأعالي من الشكل القليل التعرج Waves إلى الشكل المتعرج، ومن ثم إلى تقطع الدورة إلى خلايا.

ولان هناك تداخل بين كتل الهواء الدافئ المداري وكتل الهواء البارد القطبي فان أنظمة الضغط العليا ستبدو متعرجة ومفتوحة, وليس كأنظمة الضغط السطحية التي تكون مغلقة على نفسها . أي أن منظومة الضغط الواطئ ستبدو على شكل أخدود Trough بينما ستبدو منظومة الضغط العالي على شكل انبعاج Ridge (الشكل ٩-٣). وعليه فان الرياح ستهب بموازاة خطوط الضغط المتعرجة مع اتجاه عقرب الساعة حول الضغط العالي وعكس اتجاه عقرب الساعة حول الضغط الواطئ في نصف الكرة الشمالي, والعكس صحيح في نصف الكرة الجنوبي.



الشكل ٩-٢

شكل الدورة الهوائية في أعلى التروبوسفير حيث يظهر التموج والذي يتطور فيما بعد إلى خلايا.



الشكل ٩-٣

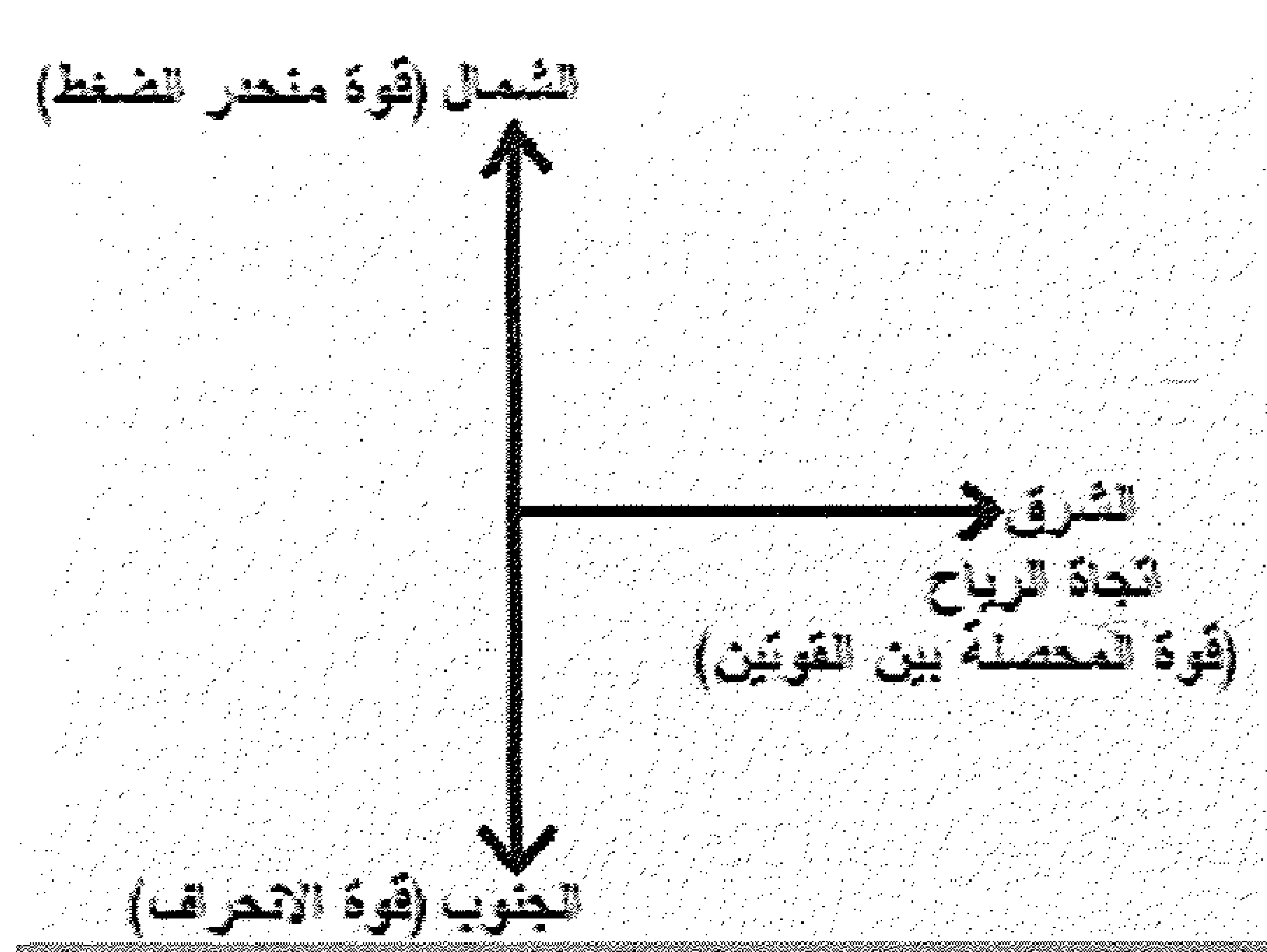
الأمواج العليا في المستوى ٥٠٠ مليبار ويظهر الانبعاج والأخدود.

أن أهم ما يميز رياح الأعالي هو وجود التيار النفاث. وهو خلايا ضيقة من الهواء الشديد السرعة يوجد ضمن رياح الأعالي الغربية. ففي الوقت الذي تكون فيه رياح الأعالي ذات سرعة تتراوح بين ٥٠- ١٠٠ كم/ساعة، فان سرعة الهواء في التيار النفاث تكون بين١٥٠- ٣٠٠ كم/ساعة مع سرعة قد تتجاوز ٤٠٠ كم/ساعة وعلى ارتفاع ١٢ كم. أن أهمية التيار النفاث تأتي من أن المنخفضات الجوية السطحية تتكون أسفله، وأنة مسئول عن اتجاه حركة هذه المنخفضات، حيث تتبع المنخفضات الجوية في حركتها اتجاه حركة التيار النفاث.

٩-٣ نماذج الدورة العليا في العروض الوسطى Mid-Latitude Upper Air Models

دورة الهواء في الأعالي هي امتداد عمودي لدورة الهواء على سطح الأرض. الفرق بين الدورتين إن القوى المؤثرة على الدورة العليا هي قوتان وليس ثلاث قوى. فالمعروف أن القوى المؤثرة على الهواء السطحي هي: منحدر الضغط قوة الانحراف، وقوة الاحتكاك. ولان الهواء في الأعلى بعيد عن قوة الاحتكاك، فان

القوتين المتبقيتين للتأثير هما منحدر الضغط وقوة الانحراف. لذلك فان الهواء في الأعلى يهب بشكل موازي لخطوط الضغط ولا يتقاطع معها, لان اتجاه هبوب الهواء هو عبارة عن محصلة القوتين المؤثرتين فيه. فإذا كانت قوة الانحراف تأخذ الهواء جنوباً, بينما قوة منحدر الضغط تأخذه شمالاً, فان اتجاه الهواء سيكون إلى الشرق (الشكل ٩-٤). لذلك فان الرياح في الأعلى تهب دائماً من الغرب إلى الشرق وبموازاة خطوط الضغط المتساوي. وهبوب الهواء بموازاة خطوط الضغط يكون أكثر وضوحاً كلما ابتعدنا عن سطح الأرض لان تأثير الاحتكاك يصبح اقل. لذلك نرى اتجاه هبوب الهواء في المستوى الضغطي ٧٠٠ مليبار أكثر وضوحاً في موازاته لخطوط الضغط من المستوى ٨٥٠ مليبار. والهواء في الأعلى يسير بخطوط متعرجة وليس مستقيماً, حيث إن خطوط الضغط تتعرج.

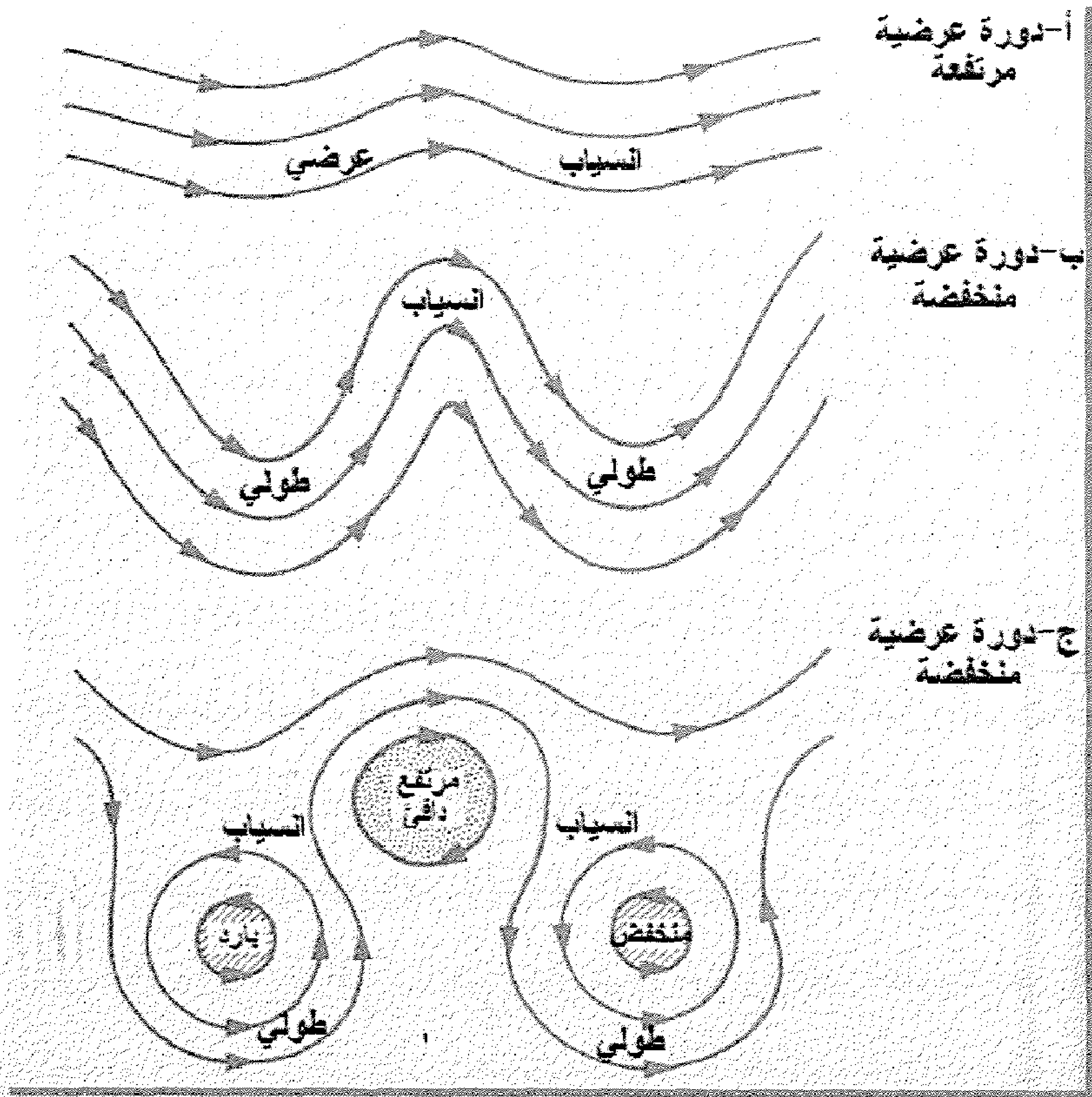


الشكل ٩-٤

اتجاه حركة الرياح في الأعلى كناتج عن محصلة الحركة بين قوتين.

وحجم هذا التعرج هو الذي يميز بين أنواع الدورات في الأعلى. فخطوط الضغط تتجه إلى القطب إذا كان هناك دفع أو تقدم للهواء الدافئ من الجنوب, فيظهر لدينا تحدب يسمى انبعاج Ridge. إما إذا تقدم الهواء البارد جنوباً فان الموجة تتجه إلى خط الاستواء مكونة تقعر يسمى أخدود Trough. لذلك تقسم دورة الهواء في الأعلى إلى قسمين حسب حجم التعرج في خطوط الضغط.

١- دورة عرضية بسيطة Zonal Index: وتعتبر دليل دورة عرضية مرتفعة High Zonal Index، عندما يكون التباين الحراري بسيطاً بين القطب والمدار، فان حركة الهواء التبادلية تكون ضعيفة. لذلك لا يستطيع الهواء الدافئ أن يتوغل بعيداً في العروض القطبية، كما إن الهواء البارد يبقى إلى الشمال. أي أن هناك تدرج حراري بسيط بين الشمال والجنوب (الشكل ٩-٥). يكون حجم الموجة صغير أي أن الانبعاج والأخدود صغيران والرياح الغربية شديدة، وعلى السطح يكون الطقس غير مستقر وسريع التقلب حيث تظهر المنخفضات الجوية المتحركة تعقبها مرتفعات جوية. لذلك يكون التبادل الحراري على طول دوائر العرض. إن هذا النمط من الدورة يوجد حالة جوية تتميز بالتوازن Barotropic حيث تتوازى خطوط الضغط على السطح مع خطوط الحرارة ولا يحدث تقاطع بينهما.



الشكل ٩-٥

نماذج الدورة العليا في المستوى ٥٠٠ مليبار.

٢- دورة طولية Meridional Index: وتعتبر دليل دورة عرضية واطئة Low Zonal Index، يكون التباين الحراري بين القطب والمدار كبير جداً، حيث يستطيع الهواء الجنوبي الدافئ التوغل بعيداً إلى الشمال، كما يستطيع الهواء الشمالي البارد التوغل بعيداً إلى الجنوب (الشكل ٩-٥). يكبر حجم الموجة كثيراً Large Amplitude، فيظهر انبعاج وأخدود كبيران فيكون انسياب الهواء طولياً أي على طول خطوط الطول، حيث إن التباين الضغطي على طول دائرة العرض يكون ضعيفاً. لذلك توصف حالة الجو العليا بعدم التوازن Baroclinic، حيث تتقاطع خطوط الضغط المتساوي على السطح مع خطوط الحرارة المتساوية. بعد ذلك تتكسر الأمواج إلى خلايا، فتظهر خلية للضغط العالي الدافئ إلى الشمال مكونة حاجز Blocking، بينما تظهر خلايا الضغط الواطئ البارد إلى الجنوب (الشكل ٩-٥). طقس أي منطقة في العالم سيعتمد على موقعة من هذه الأمواج. إن ما يحدث في طبقات الجو العليا يؤثر بشكل مباشر على الطقس السائد على السطح. كما إن شكل الدورة في الأعلى يؤثر على نوع الطقس على السطح. وهذه الأمواج نوعان حسب حجمها، فهناك القصيرة والطويلة. وفيما يأتي شرح لكل منهما.

٩-٣-١ الأمواج القصيرة Short Waves

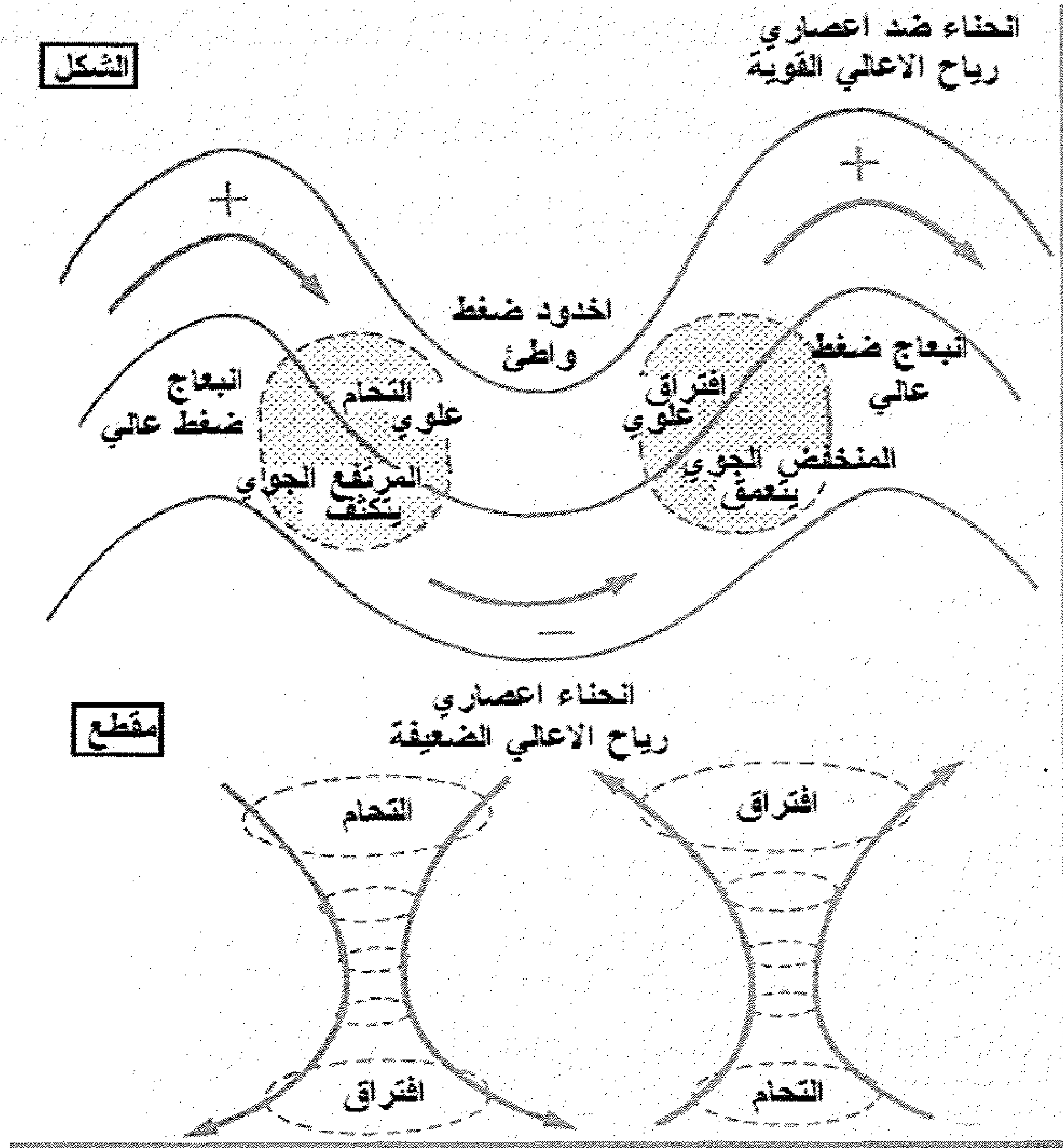
ذكرنا في المقطع السابق إن حركة الهواء في الأعلى تكون متموجة، ويعتمد حجم التموج على الحالة الجوية، كما إن حجم التموج يؤثر في الحالة الجوية. وهنا لابد من التمييز بين نوعين من الأمواج، فالأمواج القصيرة هي الأمواج المركبة على الأمواج الطويلة والتي ترصد يومياً وتعتمد عليها عملية التنبؤ الجوي القصيرة الأمد. تؤثر على هذه الأمواج الحالة الجوية الآنية مثل اختلاف التسخين المحلي أو وجود ظواهر جوية كالمرتفعات والمنخفضات الجوية وشدة التغيم. هذه الأمواج سريعة الحركة ولها تأثير مباشر على الظواهر الجوية على

السطح. يظهر من هذه الأمواج عدد كبير في اليوم الواحد على الخرائط الطقسية فقد يزيد عددها عن أل ١٠ أمواج تلف النصف الشمال من الكرة الأرضية. ويقال إن للانبعاج والأخدود مواقع مفضلة, لذلك سرعان ما تتحرك الأخاديد والانبعاجات للأمواج القصيرة إلى هذه المواقع المفضلة, لذلك عندما يأخذ معدل مواقعها تظهر لدينا مواقع الأمواج الطويلة. وإذا تلاءم موقع الموجة الطويلة مع موقع الموجة القصيرة فان الظواهر الطقسية السطحية تتعمق.

٩-٣-٢ الأمواج الثابتة الطويلة (روزبي) Stationary Long Waves

وتسمى أمواج روزبي على اسم مكتشفها. وهي أمواج طويلة تتكون بسبب الحواجز التضاريسية الرئيسية مثل الانديز والروكي, أو الاختلاف الشديد في التسخين بين اليابس والماء, أو تغيير في مجرى التيارات البحرية. لذلك يلف الأرض ثلاثة أمواج في الشتاء وستة أمواج في الصيف. تأخذ مواقع هذه الأمواج من معدل حركة الأمواج القصيرة, حيث إن حركتها أبطئ بكثير من الأمواج القصيرة. والرياح التي تتحرك ضمن هذه الأمواج تسمى الرياح الجيوستروفية Geostrophic.

ومعناه إن الرياح وصلت إلى حالة التوازن بين قوة منحدر الضغط وقوة الانحراف اللتان تؤثران عليها. ولابد من الإشارة هنا إلى شدة حركة هذه الرياح, فالرياح التي تتحرك في الانبعاج تكون فيها قوة الطرد المركزي متلائمة مع اتجاه منحدر الضغط لذلك تكون أسرع مما هو متوقع, فتسمى الرياح الجيوستروفية المضخمة Supergeostrophic أما الرياح التي تتحرك في الأخدود, فان قوة الطرد المركزي فيها تعمل ضد قوة منحدر الضغط فتكون حركة الرياح فيها أبطئ مما هو متوقع, فتسمى الرياح شبه الجيوستروفية Subgeostrophic (الشكل ٩-٦). الناتج من كل هذا هو رياح سريعة في الانبعاج ورياح بطيئة في الأخدود, وينتج عن هذا ظواهر مهمة على السطح. ففي الأخدود تصل إليه الرياح أسرع مما تغادره,



الشكل ٩-٦

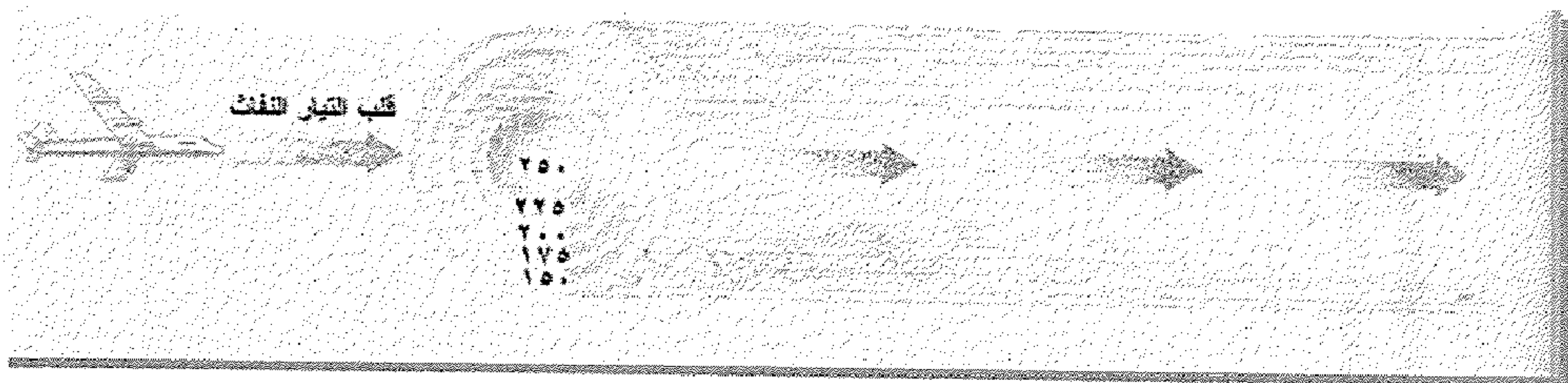
مخطط يبين العلاقة بين سرعة الهواء في الانبعاج والأخدود وتكون الظواهر السطحية.

لذلك تحدث عملية التحام Convergence هوائي في الأعلى مما يؤدي إلى هبوط الهواء باتجاه السطح وتفرق Divergence هوائي عند السطح. لذلك يوجد هنا مرتفع جوي Anticyclone على السطح (الشكل ٩-٦). إما عندما يغادر الهواء الانبعاج فان الهواء سيغادره أبطئ مما يصل إليه مما سيؤدي إلى وجود افتراق Divergence في الأعلى مما ينشط عملية صعود الهواء من السطح إلى الأعلى. فيؤدي إلى التحام هوائي Convergence على السطح. لذلك يوجد هنا منخفض جوي Cyclone على السطح (الشكل ٩-٦). إن العلاقة بين الانبعاج والأخدود والضغوط على السطح موثقة لذلك يعمل التنبؤ الجوي على الاستفادة منها من خلال المزج بين خرائط الطبقات العليا والخرائط السطحية.

وكنتيجة لهذه الحقيقة فان المواقع الدائمة للانبعاج تؤدي إلى مناطق توليد المرتفعات الجوي Anticyclogenic، بينما المواقع الدائمة للأخدود تؤدي إلى مناطق توليد المنخفضات الجوية Cyclogenic.

٩-٣-٣ التيارات النفاثة Jet Streams

وهي عبارة عن تيارات هوائية ضيقة سريعة الحركة سرعتها أكثر من ٩٠كم/ساعة توجد في أعلى طبقة التروبوسفير مباشرة تحت التروبوبوز(الشكل ٩-٧). تتكون التيارات النفاثة فوق مناطق الجبهات الهوائية، لأنها المناطق التي يكون فيها التباين الحراري شديداُ خلال مساحة صغيرة مما يؤدي إلى هبوب رياح شديدة السرعة. فالتباين الحراري الشديد يخلق تبايناُ ضغطياُ شديداُ مما يستدعي هبوب رياح سريعة. فيظهر التيار النفاث القطبي فوق الجبهة القطبية التي تفصل بين الكتلة الهوائية القطبية الباردة من الشمال، والكتلة الهوائية المدارية الدافئة من الجنوب. ولان الأرض تدور فان التيارات النفاثة في كلا النصفين تتحرك من الغرب إلى الشرق، وذلك بسبب قوة الانحراف (قوة كوريولس).



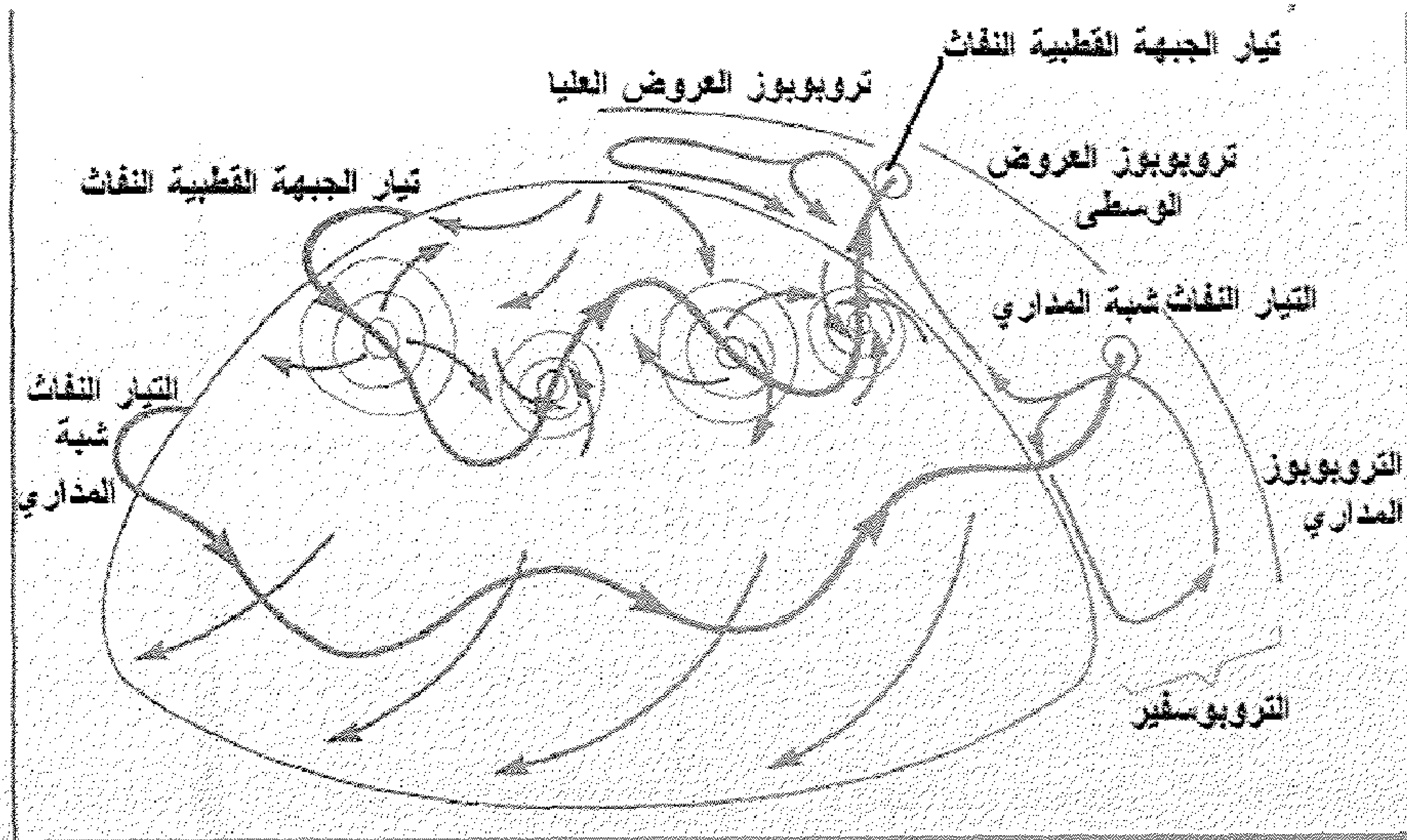
الشكل ٩-٧

رسم تخطيطي للتيار النفاث يظهر فيه مقطع عرضي للتيار يوضح زيادة السرعة إلى الداخل.

اكتشف التيار النفاث من قبل الياباني واشابورا اويشي Wasaburo Ooishi عام ١٩٢٠م. في الحرب العالمية الثانية تم شرحه من قبل البحرية اليابانية. ولاحظ الأمريكان وجودة في الحرب العالمية الثانية كذلك. ووضعت

نظريته من قبل مدرسة الأنواء الجوية في شيكاغو. واستعمل في نهاية الحرب العالمية الثانية من قبل اليابانيين.

ذكرنا إن التيارات النفاثة في كلا النصفين يقعان مباشرة تحت التروبوبوز, ولان سمك التروبوسفير يختلف حسب دوائر العرض, حيث يكون سمكة كبيراً فوق المنطقة المدارية واقل سمكاً فوق العروض الوسطى واقل هذا السمك فوق المناطق القطبية, لذلك سنرى إن التروبوبوز يتقطع لاختلاف السمك. التيارات النفاثة توجد في مناطق التقطيع للتروبوبوز (الشكل ٩-٨). يقع التيار النفاث شبه المداري في تقطع التروبوبوز بين المناطق المدارية ومناطق العروض الوسطى, بينما يقع التيار النفاث القطبي في التقطع الذي يفصل المناطق القطبية عن مناطق العروض الوسطى. إن سبب وجود التيار النفاث مباشرة أسفل التروبوبوز هو بسبب أن أعلى سرعة للهواء هي هناك, باستثناء فترات التورنيدو والعواصف المدارية. وعندما تلتقي كتلتان هوائيتان مختلفتان في درجة الحرارة فان التباين الضغطي يكون كبيراً فتكون أعلى سرعة للهواء. يتحرك التيار النفاث بشكل متموج لذلك ينحني نحو القطب ثم نحو الاستواء. ويتحرك موقع التيار النفاث شرقاً بسرعة اقل من سرعة الهواء المتحرك بداخله.



الشكل ٩-٨

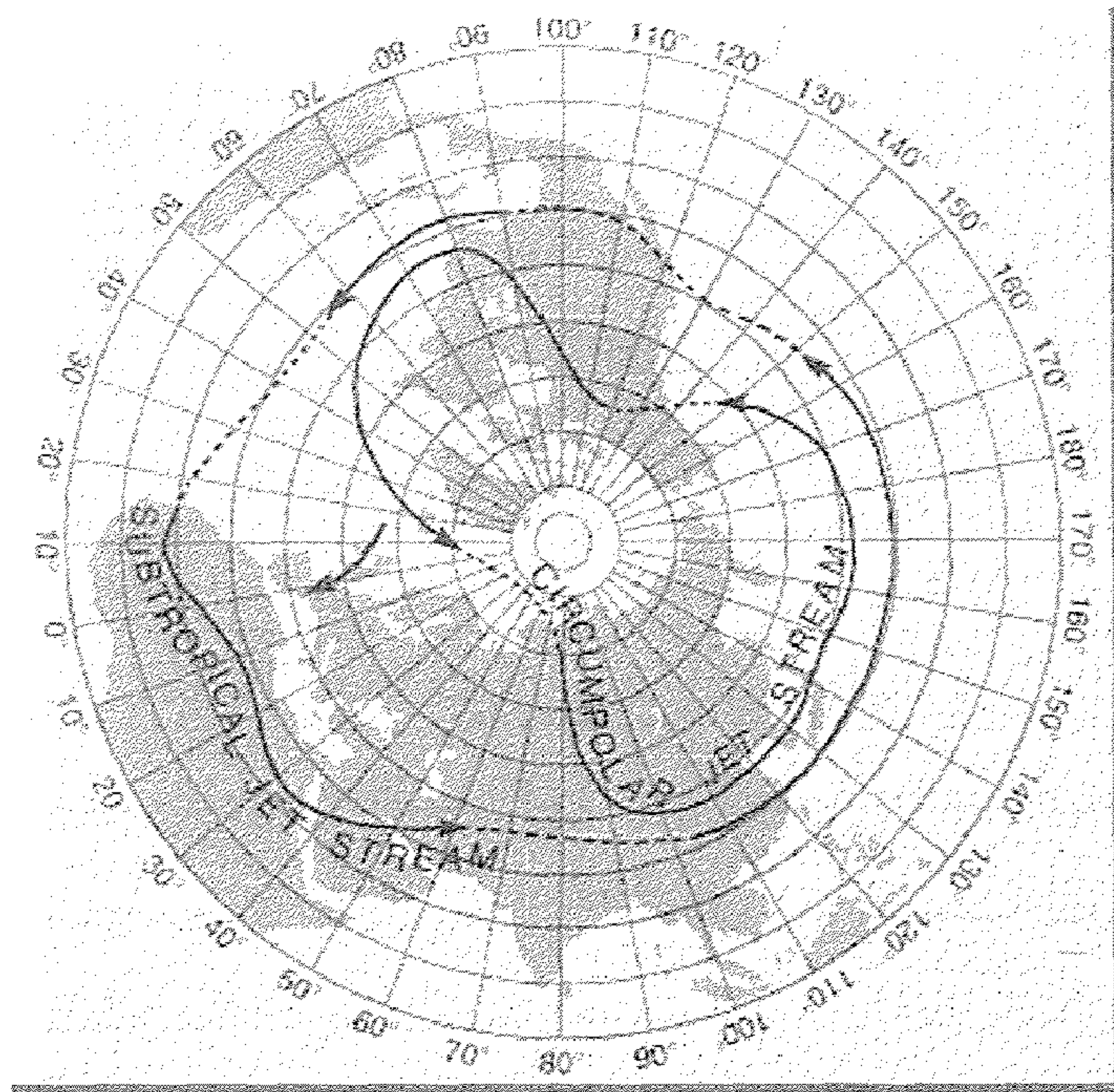
موقع التيار النفاث بالنسبة للتروبوبوز وعلاقته بالتقطع

هناك تياران نفاثان رئيسيان يحيطان بالكرة الأرضية في كل نصف. الأول هو التيار النفاث القطبي ويسمى تيار الجبهة القطبية النفاث Polar front jet stream ويوجد على ارتفاع ١٠ كم (مستوى ٣٠٠ مليبار) ومعدل موقعة في النصف الشمالي بين دائرتي عرض ٣٠° شمالاً شتاءاً ٧٠° شمالاً في الصيف. والثاني هو التيار النفاث شبه المداري Subtropical jet stream والذي يوجد على ارتفاع ١٢ كم (مستوى ٢٠٠ مليبار) ويوجد كمعدل بين دائرتي عرض ٢٠° شتاءاً و ٥٠° صيفاً. أن وجود التيار النفاث شبه المداري في ارتفاعات أعلى من التيار النفاث القطبي يعود إلى أن الجبهة القطبية توجد في أسفل التروبوسفير بينما الجبهة شبه المدارية توجد في أعالي التروبوسفير (الشكل ٩-٩). موخراً تم اكتشاف تيار نفاث شرقي في العروض المدارية يسمى التيار المداري الشرق Tropical-easterly jet. هذا التيار يتحرك من الشرق إلى الغرب عكس التيارين السابقين, ويظهر هذا التيار في فصل الصيف فقط وفي نصف الكرة الشمالي فقط. ويبدو إن هذا التيار مرتبط بالرياح الموسمية التي تهب على جنوب شرق أسيا.

إن معدل سرعة التيار النفاث هي أكثر من ٩٠كم/ساعة, ولكنها تختلف بين الصيف والشتاء. ففي الشتاء حيث يكون الانحدار الحراري كبيراً, فان معدل سرعة التيار النفاث تصل إلى ١٢٠كم/ساعة, وقد تصل السرعة إلى ٤٠٠كم/ساعة. إما في الصيف حيث التباين الحراري اقل فان معدل السرعة ٥٥كم/ساعة. التيار النفاث عدة آلاف كيلومتر طول وأكثر من مائة كيلومتر عرض, وكيلومتر سمك.

يستعمل التيار النفاث من قبل الطيارين المدنيين في الوقت الحاضر, حيث إن الطائرات المتجهة من الغرب إلى الشرق تستطيع اختصار زمن الطيران كثيراً, بينما يتجنبه الطيارين المتجهين من الشرق إلى الغرب. انوائياً وجد إن التيار النفاث يقود المنخفضات الجوية على السطح حيث إن مسار المنخفضات

الجوية على السطح يتبع مسار التيار النفاث. لذلك أصبح تحديد موقع التيار النفاث واجب ملزم للمتنبئ الجوي. كما إن التيار النفاث يلعب دوراً مهماً في إيجاد الخلايا الكبيرة Super Cells، وهي منظومة الأعاصير التي توجد عواصف التورنادو.



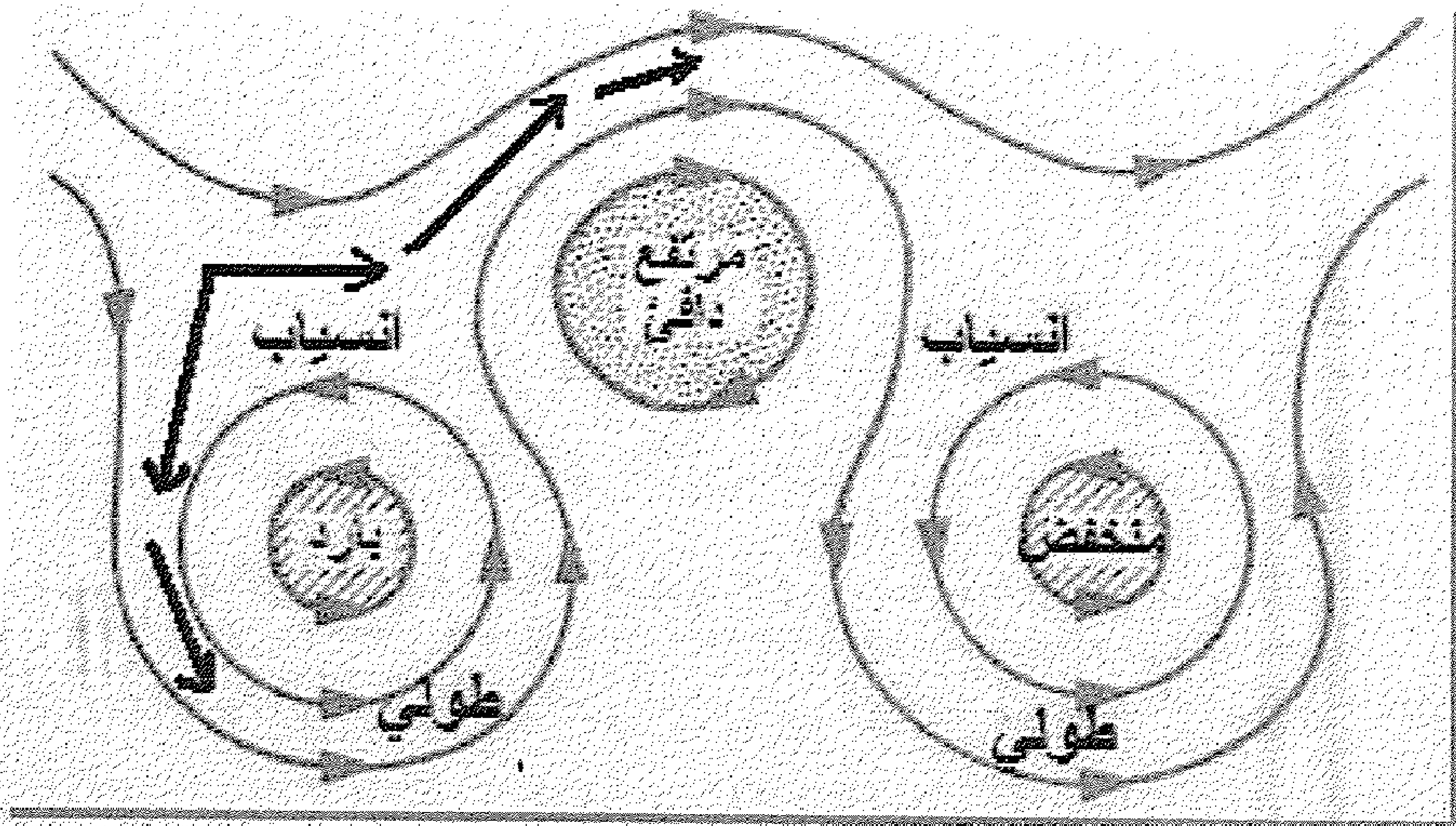
الشكل ٩-٩

معدل موقع التيار النفاث القطبي وشبه المداري بالنسبة لدوائر العرض.

٩-٣-٤ الحواجز الجوية العليا Blockings

وهي عبارة عن حاجز من الضغط العالي يتكون في الانبعاج ويكون على شكل خلية معزولة، حيث ينعزل الهواء الحار المتوغل إلى الشمال على شكل خلية ضغط عالي مغلقة مما يمنع مرور أو انسياب الهواء في الأعلى فيضطر الهواء إلى الاستدارة حول الحاجز (الشكل ٩-١٠). خلية المرتفع الدافئ تكون مستقرة وبطيئة الحركة، مما يؤدي إلى أن ينشطر الهواء الذي يصطدم بها فيتجه قسم منه إلى شمالها والقسم الآخر إلى جنوبها.

يظهر الحاجز الجوي بوضوح على خرائط ال ٥٠٠ مليبار, حيث يكون داخل الخلية المغلقة التحام هواء في الأعلى مما يؤدي إلى تفرق هواء في الأسفل مكوناً الضغط العالي ألحاجزي. ولان الخلية بطيئة الحركة, فقد يستمر تواجدها لأكثر من أسبوعين في المنطقة مما يؤدي إلى تغيير مسارات المنخفضات الجوية إلى شمال أو جنوب الحاجز الضغطي. لذلك يسود المنطقة خلف الحاجز الجوي جو مستقر قليل الاضطراب خالي من مرور المنخفضات الجوية. يعتبر الحاجز الجوي من الوسائل التي تنقل بها الطاقة من مناطق الفيض إلى مناطق العجز, فهو أحدى وسائل نقل الطاقة من المناطق المدارية التي فيها فائض طاقة إلى المناطق القطبية التي تعاني من نقص الطاقة. تلعب الحواجز الجوية العليا دوراً كبيراً في تحديد نوع الطقس السائد في المنطقة التي تظهر بها. فالحواجز الجوية تؤدي كما ذكرنا إلى سيادة المرتفعات الجوية على السطح أسفل منها, والمرتفع الجوي عندما يسود يصاحبه طقس معروف تماماً, حيث الاستقرار الجوي وصفاء السماء والرياح الخفيفة الحركة. وينتقل الجو المضطرب المصاحب للمنخفضات الجوية شمال وجنوب الحاجز الجوي.



الشكل ٩-١٠

الحاجز الجوي العلوي كما يظهر في الأمواج العليا.

٩-٤ المنخفضات والمرتفعات الجوية Cyclones and Anticyclones

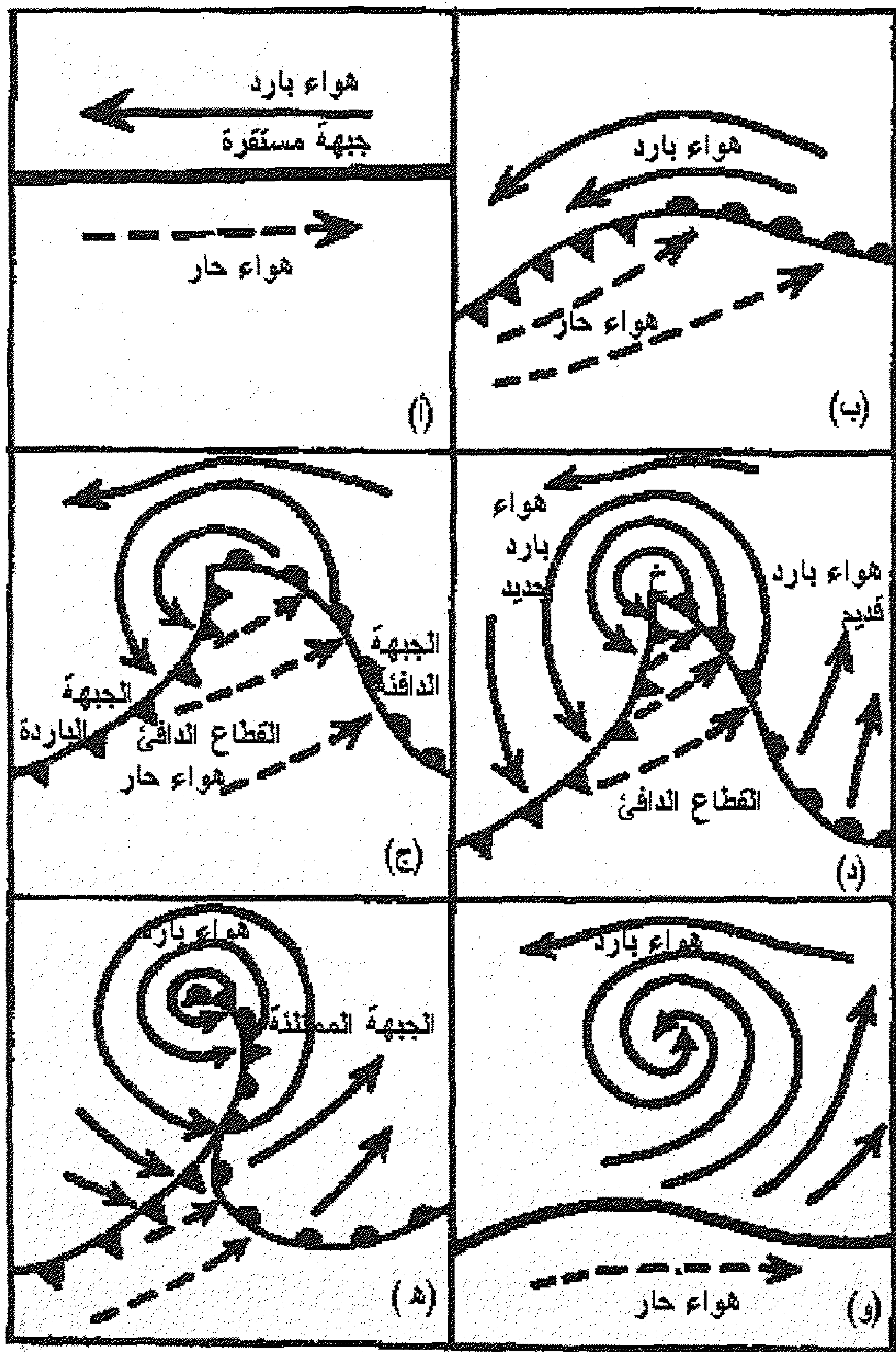
يهتم التنبؤ الجوي بما يحدث على السطح من ظواهر. وبعد أن تطرقنا للظواهر الجوية التي تحدث في طبقات الجو العليا، لما لها من تأثير مباشر على الظواهر الجوية السطحية، فلابد من التعرف على الظواهر الجوية السطحية التي تحدد نوع الطقس السائد في المنطقة. واهم ظواهر العروض الوسطى والتي تحدد نوع الطقس هي المرتفعات والمنخفضات الجوية السطحية. فهذه الظواهر تتميز بتحركها وعدم استقرارها مما يؤدي إلى تباين الطقس واختلافه على المنطقة الواحدة. لذلك سنتطرق إلى هاتين الظاهرتين بالتفصيل.

٩-٤-١ المنخفضات الجوية Cyclones

وهي نوع من أنواع الضغط المنخفض والذي يظهر بعدة أنواع، فقد يكون منخفض حراري Depression، وقد يكون منخفض جبهوي Cyclone. والمنخفضات الحرارية بأنواعها المختلفة تظهر في المناطق الاستوائية بالدرجة الأولى، كما تظهر في الفصول الحارة في المناطق المعتدلة. ولسنا هنا بصدد المنخفضات الحرارية، وإنما سنركز على المنخفضات الجوية الجبهوية.

هي الظاهرة الأكثر شيوعاً في العروض الوسطى وهي المسئولة عن الطقس الرديء وتساقط الأمطار في هذه العروض والعروض العليا، ولا نبالغ عندما نقول إن جميع أمطار هذه العروض بسبب هذه المنخفضات عدا طبعاً الأمطار التضاريسية. تتكون المنخفضات الجوية في هذه العروض من التقاء كتلتين هوائيتين باردة ودافئة. فالعروض الوسطى في فصل الشتاء تكون مسرحاً لتنافس الكتل الهوائية القطبية الباردة والكتل المدارية الدافئة. فعندما يحصل تماس بين هذه الكتل تتكون جبهة هوائية مستقرة بينهما، خاصة عندما تكون الكتلة الباردة تتحرك عكس اتجاه الكتلة الدافئة. في هذه الحالة يبدأ الهواء

البارد بالتأثير على الهواء الدافئ ويعمل على أن يتغلغل فيه على شكل لسان ممتد حسب النظرية النرويجية لجيكنز (الشكل ٩-١١).



الشكل ٩-١١

مراحل تكون المنخفض الجوي حيث يبدأ بجبهة ثابتة وينتهي بمنخفض جبهوي بجبهتان دافئة في مقدمة المنخفض وباردة في المؤخرة.

استمرار العملية يتطور إلى أن يحتل الهواء البارد جزءاً من الحيز الذي كان يشغله الهواء الدافئ. وعندها تظهر في الصورة جبهتان هوائيتان. والجبهة الهوائية هي منطقة التماس بين هواء بارد وهواء دافئ. الأولى جبهة هوائية باردة، وهي الجبهة في مؤخرة المنخفض والتي يكون فيها الهواء البارد متقدماً على حساب الهواء الدافئ المتراجع. والثانية جبهة دافئة في مقدمة المنخفض الجوي والتي يكون فيها الهواء الدافئ متقدماً ليزيح الهواء البارد الموجود أمامه إلا إن ثقل الهواء البارد يدفع الهواء الدافئ أن يتسلق عليه. وتكون منطقة التماس بين الجبهة الباردة والجبهة الدافئة مركزاً للضغط المنخفض حيث يسجل الضغط اقل قيمة له. ولابد من التذكير أن قيمة الضغط لا تكون واطئة جداً كما في الأعاصير. وإنما قد يسجل الضغط قيمة ١٠٠٠ مليبار وفي بعض المنخفضات العميقة قد يسجل ٩٩٠ مليبار (الشكل ٩-١١).

في هذه المرحلة يكون المنخفض الجوي قد ولد ويبدأ بالتحرك شرقاً أو إلى الشمال الشرقي. بشكل عام جميع منخفضات العروض الوسطى تتحرك شرقاً مع اتجاه الرياح الغربية التي تتولد فيها. وتشير الدراسات الحديثة إلى أن تكون المنخفضات الجوية في العروض الوسطى غالباً ما يرافقها ما يدعم تكونها في طبقات الجو العليا. ولان المنخفضات الجوية دائماً عميقة، فان تأثيرها يصل إلى المستوى الضغطي ٥٠٠ مليبار.

وغالباً ما تظهر المنخفضات الجوية على السطح أسفل الذراع الصاعد للانبعاج Trough في الموجات الهوائية في المستوى ٥٠٠ مليبار، لان هذه المنطقة من الموجة يكون الهواء فيها متفرقاً Divergence في الأعلى. وحيث إن الهواء السطحي في المنخفض يكون متجمعاً Convergence فانه يحتاج إلى تصريف في الأعلى ليستمر المنخفض الجوي. فإذا كانت الموجة الهوائية الطويلة بطيئة الحركة أو مستقرة فوق المنطقة، فان سلسلة من المنخفضات الجوية تتكون فوق المنطقة يعقب احديهما الآخر وتسمى بعوائل المنخفضات. حيث إن الظروف

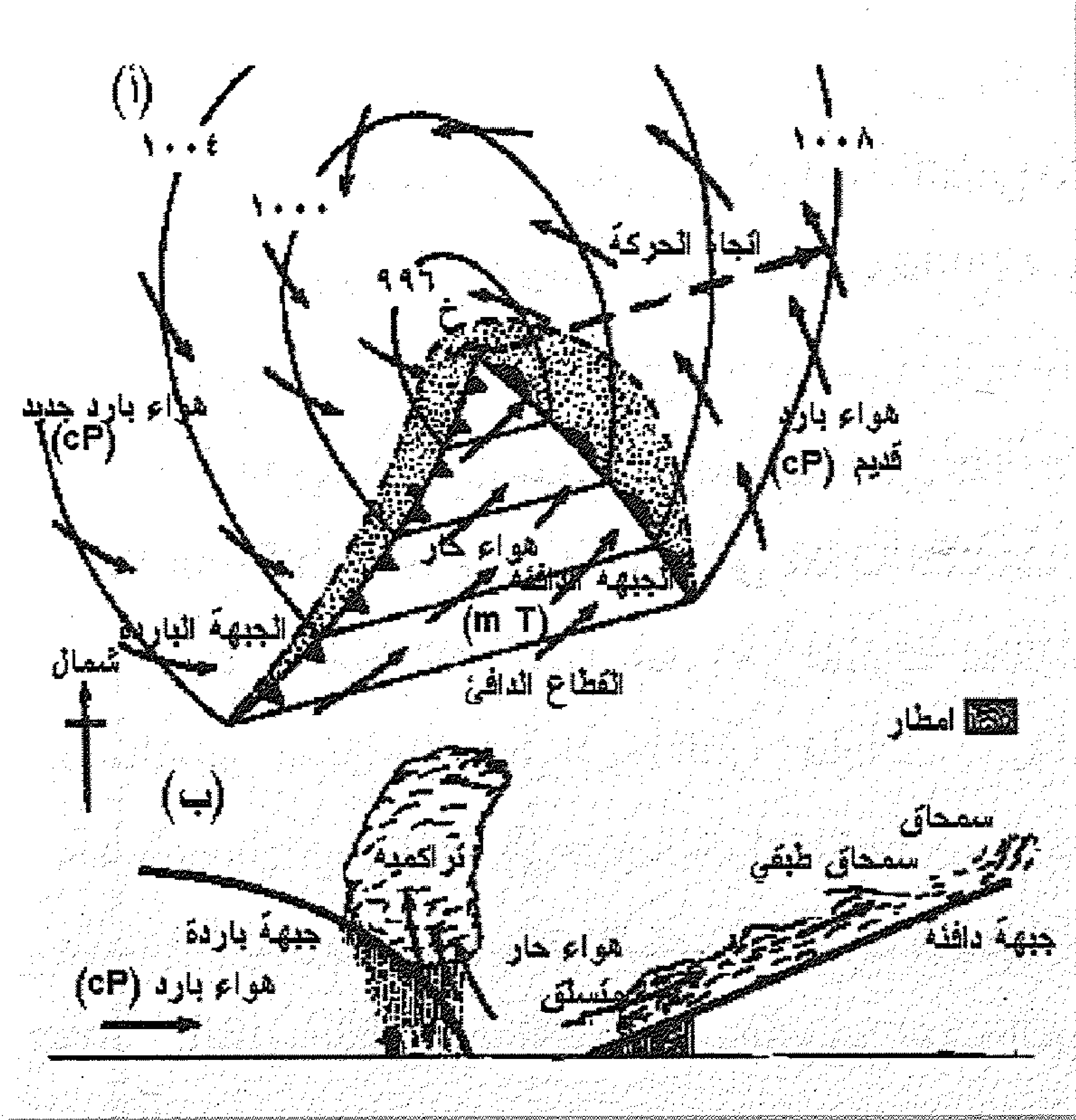
العليا عند تحلل المنخفض الأول تبقى مشجعة لتكون منخفض أخر فيتولد منخفض اصغر واقل عمقاً بعد المنخفض الأول والى الجنوب منه وهكذا كلما مر اضطراب موجي (مرور موجة صغيرة مركبة على الموجة الطويلة) على الموجة الطويلة يتولد منخفض جديد. وفي حالة مرور تيار نفاث (غالباً يظهر في المستوى ٣٠٠ مليبار) فوق المنطقة فان المنخفض الجوي على السطح يكون عميقاً جداً. يتكون هواء صاعد سرعان ما يتبدد عن طريق التيار النفاث, لكن بالمقابل يهبط هواء إلى السطح من الذراع النازل من الانبعاج Ridge إلى مؤخرة المنخفض الجوي مكوناً ضغط عالي.

المنخفضات الجوية الجبهوية تتكون فيها ثلاثة أنواع من الرياح,

النوع الأول: هو الهواء البارد القديم الذي دخل فيه الهواء الدافئ وبدأ ينسحب أمامه مكوناً الجبهة الدافئة. وهنا نشير إلى أن الهواء الدافئ لخفة وزنه يبدأ بالارتفاع على الهواء البارد الثقيل ولكن بشكل مائل. هذا الهواء يكون في مقدمة المنخفض الجوي.

والنوع الثاني: هو الهواء الدافئ المندفع من الجنوب والذي كما اشرنا كون جبهة هوائية دافئة Warm Frontمع الهواء البارد في مقدمة المنخفض الجوي, ويسمى بالقطاع الدافئ ومصدر هذا الهواء العروض المدارية. لخفة وزن هذا الهواء فانه يبدأ بالتسلق بشكل مائل فوق الهواء البارد. فإذا كان الهواء الدافئ رطباً, فانه عندما يصل في ارتفاعه إلى درجة حرارة نقطة الندى فانه يبدأ بالتكاثف. فتبدأ الغيوم بالظهور في السماء, حيث تبدأ أولاً غيوم السمحاق Cirrus بالظهور وعلى بعد أكثر من ٥٠٠كم من موقع الجبهة على الأرض. ثم تليها الغيوم الطبقية المتوسطة, ثم كلما اقتربت الجبهة تظهر الغيوم الطبقية المزنية (الشكل ٩-١٢ب). وقد تسقط أمطار, وإذا سقطت الأمطار فإنها تكون بقطرات صغيرة وتستمر لفترة طويلة. هذا الهواء هو الذي يتم تصريفه بواسطة الذراع الصاعد للموجة الهوائية أو بواسطة التيار النفاث.

النوع الثالث: من الهواء هو الهواء البارد الجديد والذي يقع في مؤخرة المنخفض الجوي ومصدرة العروض العليا. لذلك يكون ابرد من الهواء البارد في مقدمة المنخفض. هذا الهواء الثقيل يتقدم بسرعة اكبر من تقدم الهواء الدافئ، ولثقله فانه يقلع الهواء الدافئ من الأسفل لأنه يكون على شكل إسفين مكوناً الجبهة الباردة Cold Front في مؤخرة المنخفض الجوي. لذلك يكون شكل الجبهة عمودياً تقريباً. ولان الهواء الدافئ يرفع تقريباً عمودياً بواسطة الهواء البارد فان الجبهة الباردة تصل بشكل مفاجئ وبدون أية مقدمات كما في الجبهة الدافئة. وتكون أمطار الجبهة الباردة فجائية وبقطرات اكبر ولفترة اقصر وتكون غيومها من نوع التراكمية المزنية (الشكل ٩-١٢ب).



الشكل ٩-١٢

الشكل أ المنخفض الجوي الناضج ومواقع الجبهات. الشكل ب يوضح الجبهة الدافئة وتسلق الهواء الدافئ فوق الهواء البارد وظهور الغيوم قبل الجبهة بمسافة. كما يوضح الجبهة الباردة وقلع الهواء البارد للهواء الدافئ والارتفاع العمودي للهواء الدافئ.

هذا الهواء البارد المتقدم في مؤخرة المنخفض يدعمه هواء هابط من الذراع الهابط من الانبعاج في الموجة الهوائية أو في التيار النفاث. هذا الهواء يشجع على تكوين مرتفع جوي في مؤخرة المنخفض الجوي، لذلك عندما يعبر المنخفض الجوي المنطقة، سرعان ما تصفو السماء وينقطع المطر إيذاناً بحلول مرتفع جوي. كما يظهر المرتفع الجوي اثر انحلال المنخفض الجوي وانتهاء حياته.

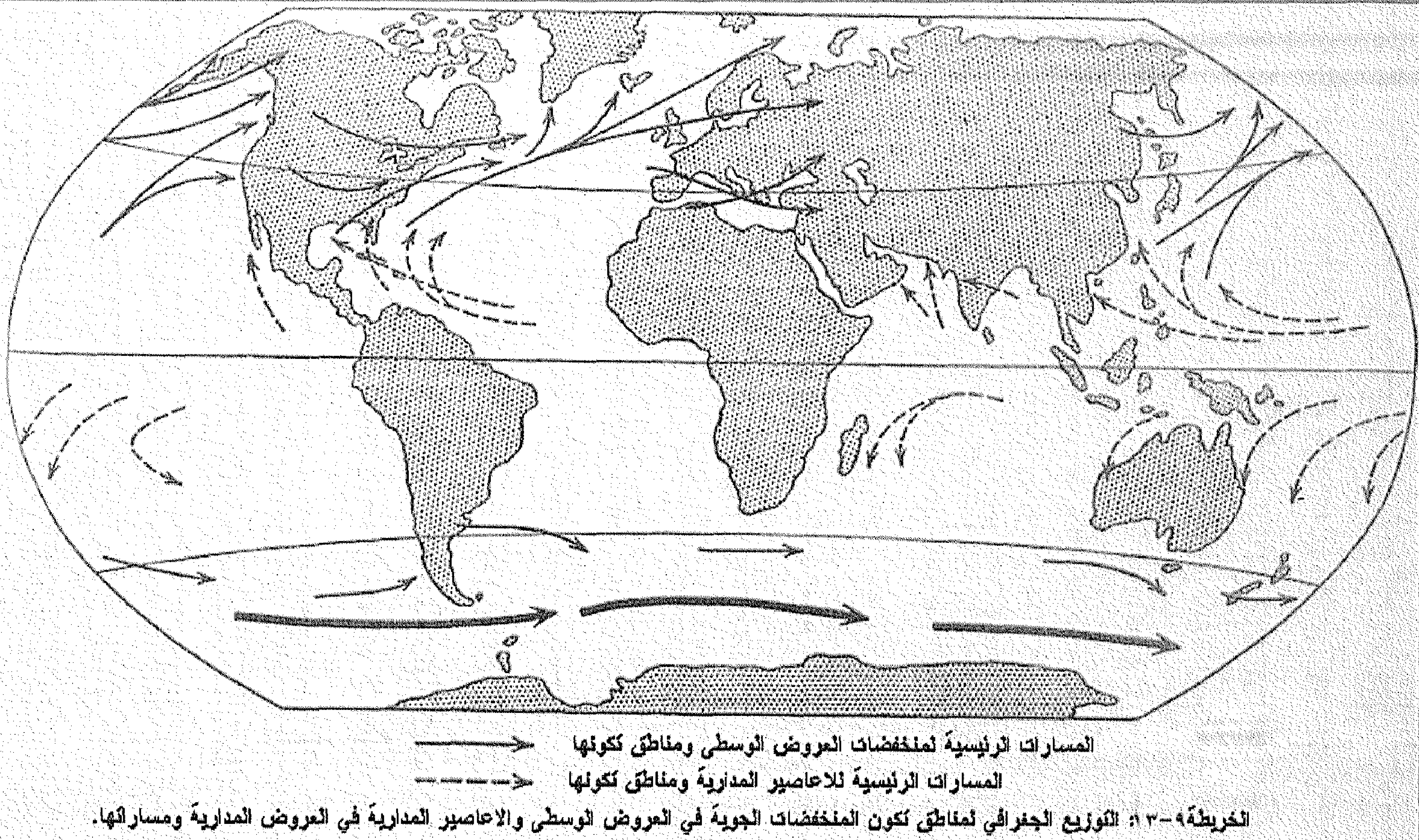
ذكرنا في الاستعراض السابق إن الجبهة الهوائية الباردة أسرع في حركتها من الجبهة الهوائية الدافئة، لذلك فبعد مرور الوقت ستلحق الجبهة الباردة بالجبهة الدافئة وتنطبق عليها مكوناً الجبهة المنطبقة Occluded Front. انطباق الجبهة الباردة على الدافئة يعني انحلال المنخفض وانتهائه. وعلى السطح فان انطباق الجبهة الباردة على الدافئة يعني رفع الهواء الدافئ بواسطة الهواء البارد إلى الأعلى مكوناً غيوم كثيفة وعلى نطاق واسع تسقط منها أمطار غزيرة وعلى مساحة كبيرة. وغالباً ما يتحلل المنخفض الجوي فوق اليابس، وإذا ما صادف مرور المنخفض بعد انحلاله فوق مسطح مائي فقد يعيد نشاطه ويتكون من جديد، كما يحصل غالباً لمنخفضات البحر المتوسط التي تجدد نشاطها بعد الوصول إلى مياه البحر المتوسط الدافئة قادمة من أوربا. إن انحلال المنخفض الجوي كما ذكرنا يكون أمطار واسعة وغزيرة، وقد يتجدد نشاطه فوق الماء، كما يمكن أن تتكون منخفضات أخرى مباشرة بعد المنخفض الأول إذا كانت الظروف ملائمة في طبقات الجو العليا.

تظهر المنخفضات الجوية كما ذكرنا في العروض الوسطى وتكثر في فصل الشتاء، حيث الفصل الذي يكون فيه الهواء على اكبر تباين لدرجات الحرارة. وفي فصل الصيف تقل المنخفضات الجوية ولكنها لا تختفي، حيث يتحرك نطاق سيطرتها إلى شمال الموقع الشتوي. وللمنخفضات الجوية نطاق سيطرة وتحرك (الخريطة ٩-١٣). يظهر من الخريطة إن هناك عدة مراكز لتكون المنخفضات الجوية، منها ما هو أولي ومنها ما هو ثانوي. فمناطق تكون المنخفضات الأولي

يتطابق مع وجود الأخاديد Trough التي تظهر في شرق القارات حيث إن تماس الماء مع اليابس يشجع على تكون هذه الأخاديد، وغالباً ما يتكون المنخفض أسفل هذه الأخاديد. لذلك اكبر منطقتين لتكون المنخفضات الجوية تظهر الأولى على سواحل أمريكا الشمالية الشرقية، ساحل المحيط الأطلسي الغربي. والثانية على سواحل أسيا الشرقية، ساحل المحيط الهادي الغربي. أما الثانوية فتظهر على البحر المتوسط وعلى السفوح الشرقية لجبال الروكي.

تتكون المنخفضات الجوية على الساحل الشرقي لأسيا، فوق اليابان وشرق الصين، بسبب التقاء الهواء البارد القادم من المرتفع السيبيري بالهواء الدافئ الرطب فوق ساحل المحيط الهادي، كما يوجد هنا في المستوى ٥٠٠ مليبار أخدود دائم. تتحرك المنخفضات شرقاً منجذبة من الضغط الواطئ الدائم الالوشي في شمال المحيط الهادي، ومن هناك تواصل مسيرتها إلى الساحل الغربي للولايات المتحدة الأمريكية وكندا. وفوق هذه المنطقة تصل إلى مرحلة التحلل حيث تسقط أمطار غزيرة على الساحل الشرقي للمحيط الهادي (الخريطة ٩-١٣). إن عبور الهواء لجبال الروكي بشكله الإعصاري يساعد على تكون منطقة ثانوية لتشكل المنخفضات على السفوح الشرقية لجبال الروكي، حيث تتكون هذه المنخفضات في الشتاء فقط. تتكون هنا منخفضات جوية ثانوية تتحرك أولا إلى الجنوب الشرقي ثم إلى الشرق فتؤثر على السهول الوسطى الأمريكية. وغالباً ما تصل مثل هذه المنخفضات إلى مرحلة التحلل قبل وصولها الساحل الشرقي للولايات المتحدة الأمريكية، إلا إذا مرت في أثناء مسيرتها فوق البحيرات الخمس فإنها تجدد نشاطها.

تتكون المنخفضات على الساحل الشرق لأمريكا الشمالية بسبب تقدم هواء بارد من كندا ويلتقي بهواء دافئ رطب على السواحل الغربية للأطلسي. ولوجود أخدود دائم فوق الساحل الغربي للمحيط الأطلسي، فان هذه المنخفضات تتكون طوال العام.



الخريطة ٩-١٣: التوزيع الجغرافي لمناطق تكون المنخفضات الجوية في العروض الوسطى والأعاصير المدارية في العروض المدارية ومساراتها.

تنجذب هذه المنخفضات شرقاً بسبب وجود المنخفض الدائم الأيسلندي، فتتحرك عابرة المحيط الأطلسي. ومن المنخفض الأيسلندي تستمر بالحركة شرقاً فتدخل أوربا. وغالباً ما تصل هذه المنخفضات إلى أوربا في مراحلها النهائية فتسقط أمطار غزيرة على أوربا. إذا صادف وجود سد ضغطي Blocking عند سواحل إنكلترا الغربية، فان مسارات المنخفضات تنقسم إلى قسمين، فرع يذهب بالمنخفضات شمالاً، فيؤثر على الدول الاسكندنافيه، والأخر يأخذها جنوباً إلى فرنسا وأسبانيا ومن ثم البحر المتوسط (الخريطة ٩-١٣). المصدر الثانوي لتكون المنخفضات الجوية هو فوق البحر المتوسط حيث إن الهواء البارد في أوربا أو بقايا المنخفضات الجوية المنحلة فوق أوربا عندما تصل سواحل البحر المتوسط وتتصل بالهواء الدافئ الرطب، تصبح منطقة تولد أو تجدد نشاط المنخفضات الجوية. لذلك فان سطح البحر الواسع تتكون فيه ثلاثة مناطق ولادة للمنخفضات الجوية، الأول غرب البحر المتوسط والثاني في وسطه عند جزيرة صقلية، والثالث في شرقه عند جزيرة قبرص. هذه المنخفضات الجوية تؤثر على السواحل الشرقية للبحر المتوسط وتتوغل إلى العراق وقد يصل تأثيرها إلى أفغانستان. وبذلك يظهر لنا إن المنخفضات الجوية تؤثر على كل العروض الوسطى ويصل تأثيرها إلى العروض العليا، فهي المسئولة عن التساقط في هذه العروض.

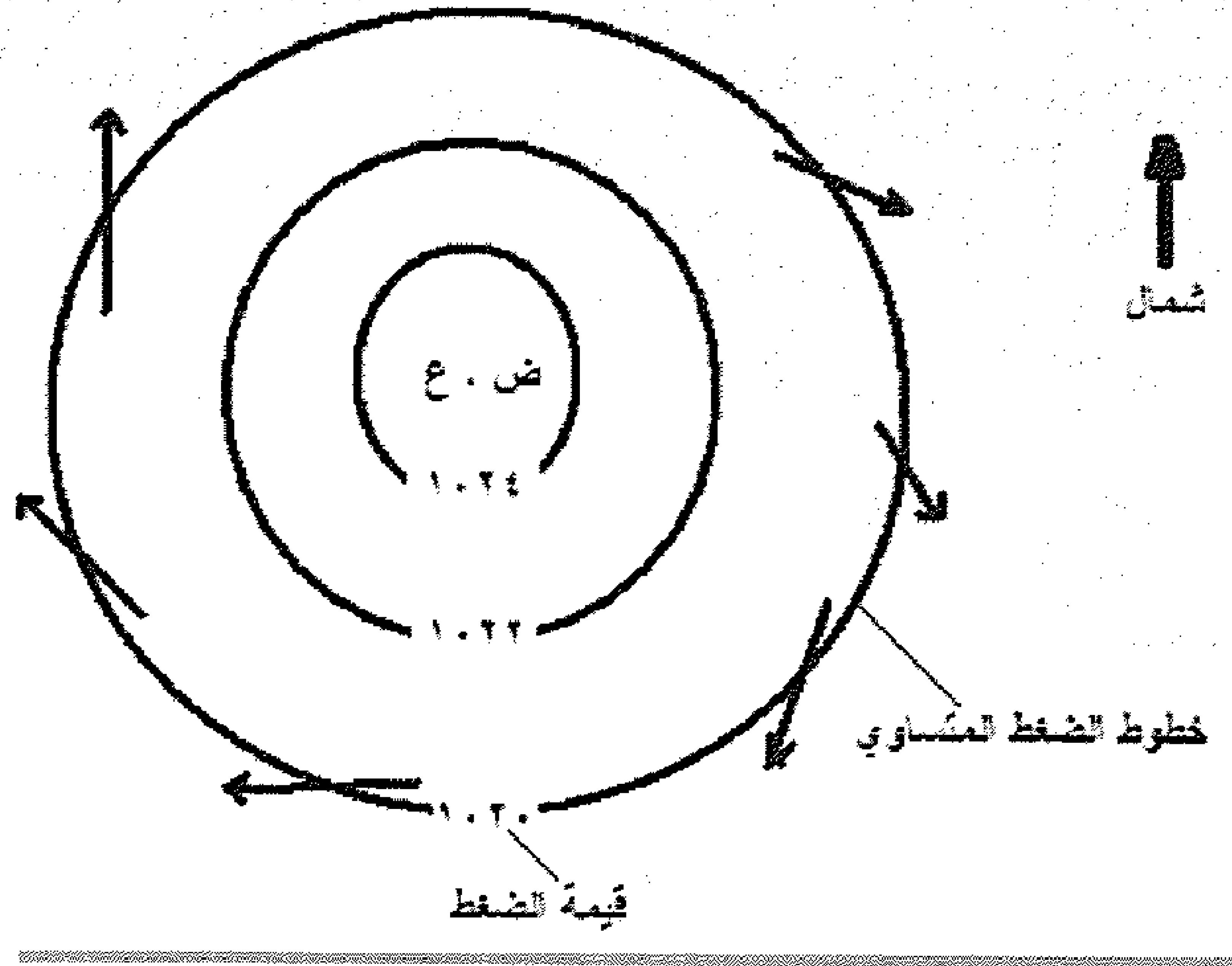
هناك مناطق أخرى صغيرة جداً قد تتولد فيها المنخفضات الجوية. فالمحيط المتجمد الشمالي لا يبرد بالدرجة التي تبرد بها القارة القطبية الجنوبية، كما أنه محاط باليابس من جميع الجهات تقريباً، واليابس البارد جداً الوحيد والمغطى بالثلوج هو جرينلند ذات الامتداد الطولي وليس العرضي كما في القارة القطبية الجنوبية. لذلك فان الدورة الإعصارية في الستراتوسفير فوق جرينلند ليست مستمرة ولا دائمة كما هي فوق القارة القطبية الجنوبية بل تتقطع في الصيف وفي الشتاء، مما ينتج عنها خروج موجات هواء باردة باتجاه كندا وأوراسيا.

أسفل هذه الدورة وعلى السطح، فان السطح المحدب لهضبة جرينلند يؤدي إلى عدم تركز الضغط العالي، لذلك يبقى هذا الضغط ضحلاً وتخرج منه رياح تحت تأثير الجاذبية إلى السواحل. لذلك تكون الرياح الشرقية الخارجة من الضغط العالي الجنوبي والشمالي غير مستمرة أي متقطعة وضعيفة. وعلى أطراف هذه المناطق (جرينلند والقارة القطبية الجنوبية) تتكون المنخفضات الجوية التي قد يستطيع بعضها من اختراق منظومة الضغط العالي الضحلة لتؤدي إلى التساقط.

٩-٤-٢ المرتفعات الجوية Anticyclone

الضغط العالي على السطح يطلق عليه اسم المرتفع الجوي. والضغط المرتفع يكون على شكل دائرة مغلقة في وسطها أعلى قيمة للضغط وتقل قيم الضغط بالاتجاه إلى الأطراف. يخرج الهواء من الضغط العالي إلى الأطراف بحركة مع حركة عقرب الساعة في النصف الشمالي وعكس حركة عقرب الساعة في النصف الجنوبي (الشكل ٩-١٤). يغطي المرتفع الجوي منطقة بين ٣٢٠كم إلى ٣٢٢٥كم، إما الامتداد العمودي فغالباً ما يكون المرتفع الجوي ضحلاً حيث لا يزيد ارتفاعه عن ٣٠٠٠ متر.

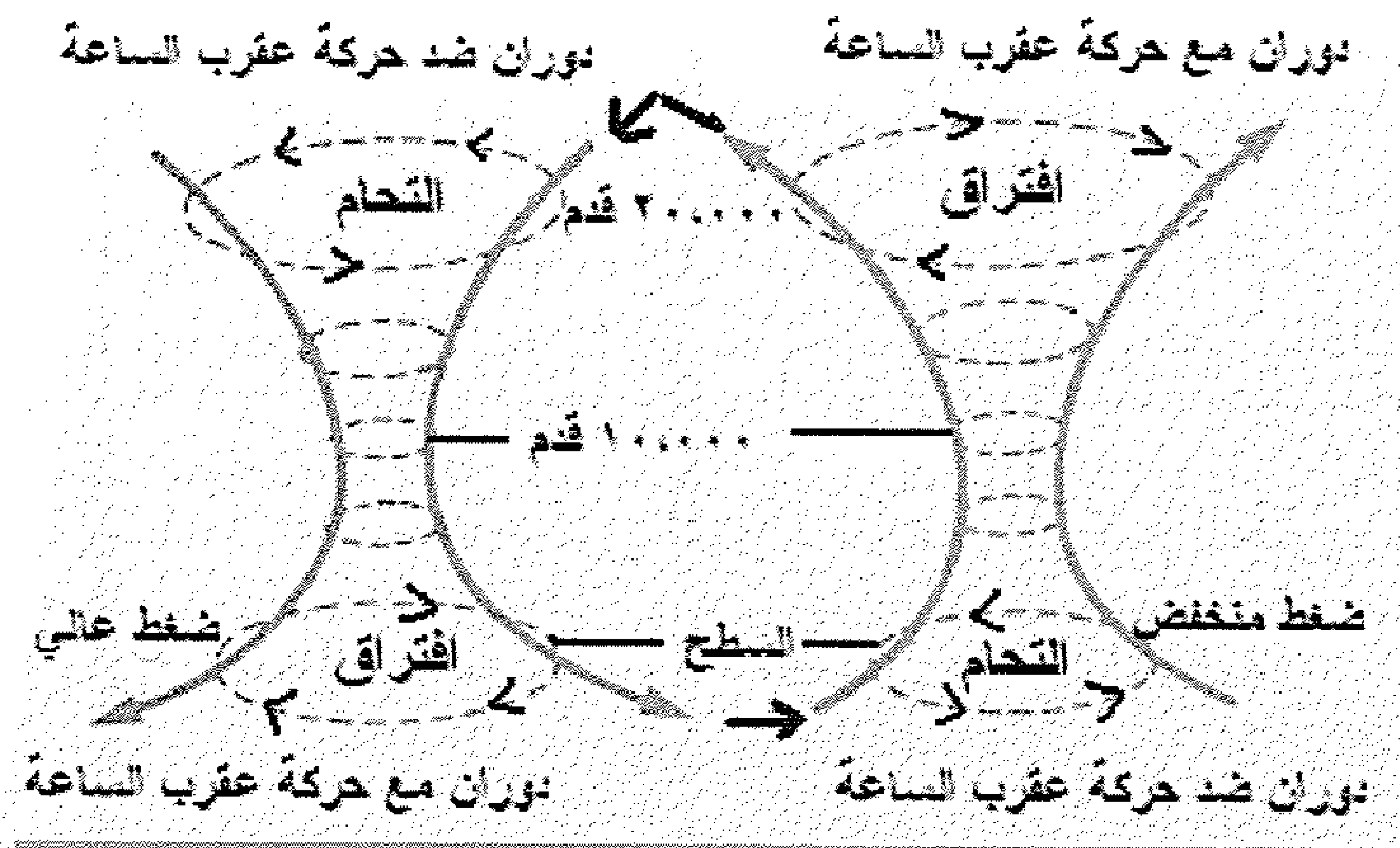
يتحرك المرتفع الجوي شرقاً في العروض الوسطى، حيث يكون تحركه ضمن الرياح الغربية السائدة. تكون حركة المرتفع الجوي بطيئة حيث لا تزيد عن ١٦عقدة/ساعة في الصيف، بينما يكون أسرع في الشتاء حيث تصل سرعته إلى ٢٣,٥ عقدة/ساعة. غالباً ما يكون الهواء ضمن المرتفع الجوي جافاً وذلك لان الهواء فيه يكون هابطاً مما يرفع حرارته ويقلل بخار الماء فيه.



الشكل ٩-١٤

تخطيط للضغط العالي ويظهر على شكل دوائر مغلقة أعلى قيمة للضغط في الوسط وتخرج الرياح منه مع حركة عقرب الساعة في النصف الشمالي.

يتكون الضغط العالي بسبب التبريد. حيث ينضغط الهواء البارد ويتكدس فوق منطقة مسجلاً ضغطاً مرتفعاً: أو يتكون بسبب هبوط الهواء من الأعلى إلى الأسفل ليوازن توزيع الهواء المتكدس في الأعلى. ففي الأعلى عندما يلتحم الهواء يضطر الهواء إلى الهبوط إلى السطح مكوناً منطقة تفرق هواء مما يكون ضغط عالي على السطح (الشكل ٩-١٥).



الشكل ٩-١٥

مخطط يبين كيفية تكون الضغط العالي على السطح. يلاحظ التحام الهواء في الأعلى مما يجبر الهواء على الهبوط إلى السطح فيتكدس مكوناً ضغطاً عالياً يتفرق فيه الهواء.

يكون الهواء فيه جافاً بسبب كونه بارداً أو بسبب هبوطه. المرتفع الجوي يحتوي على كتلة هوائية واحدة فقط لذلك لا تكون فيه جبهة هوائية. المرتفع الجوي إما أن يكون امتداد باتجاه القطب للضغط العالي شبه المداري، أو ضغط عالي قاري، أو ناتج من الحاجز الجوي في الأعلى الذي يتكون من تفتت الدورة في الأعلى إلى خلايا، أو من هواء هابط من ذراع الانبعاج في الأعلى والذي يؤدي إلى انكباس الهواء على السطح مما يشكل ضغط عالي، وهذا النوع يكون متحرك. المرتفع الجوي إذاً أنواع هي:

١- المرتفع الجاف البارد: يتكون فوق المناطق الثلجية عندما يستقر هواء بارد على السطح لفترة من الزمن. يكون هذا النوع ضحلاً، ليس له امتداد كبير عمودياً. يتحرك هذا النوع إلى المناطق المجاورة وباتجاهات مختلفة ويختفي فوق البحار المفتوحة. يصاحبه طقس صحو ليس فيه أمطار. يظهر هذا النوع صيفاً وشتاءاً بسبب انه يظهر فقط عندما تنخفض الحرارة.

٢- المرتفع الجاف الدافئ: وهي مناطق ضغط عالي مدارية شبه دائمة تظهر معظم السنة فوق الجزء المداري من المحيط الأطلسي الشمالي ويسمى في أوربا الضغط العالي الازوري Azores، ويسمى في أمريكا الشمالية البرمودي Bermuda. يكون أكثر عمقاً حيث يمكن مشاهدته على الخرائط عند الارتفاع ٥كم. ينحرف مركز الضغط العالي في الأعلى عند ارتفاع ٥-٧ كم عن مركز الضغط العالي على السطح بحوالي ٥٠٠٠ كم إلى الجنوب الغربي. لا يكون هذا النوع عميقاً حيث لا يزيد الضغط الجوي في مركز هذا النوع عن ١٠٢٥ مليبار. يظهر كذلك في النصف الجنوبي في المنطقة المدارية.

٣- مرتفع العروض العليا البحري: يظهر في الشتاء فقط ويكون عميقاً جداً حيث يصل إلى ١٠٢٠ متر في الأعلى. مركز الضغط العالي في الأعلى يتطابق تماماً مع مركزة على السطح. يرتفع الضغط في المركز إلى ١٠٤٠ مليبار. يظهر فوق سيبريا وشمال كندا ومضيق الدانمارك.

يصاحب المرتفع الجوي جو خالي من الغيوم وذلك لقلة بخار الماء فيه حيث يكون الهواء هابطاً, ويكون الهواء فيه نسيماً, وفي الصيف يجلب المرتفع الجوي موجات الحر. التكاثف السطحي لبخار الماء دائما تصاحب المرتفع الجوي. فالليالي الطويلة في الشتاء مع خلو السماء من الغيوم تشجع على فقدان الإشعاع الأرضي مما يسمح بتكون الصقيع أو الضباب. وإذا تصادف تكون الضباب مع انقلاب حراري فان تبدده عند الصباح يكون بطيئاً. عند تحرك المرتفع الجوي فوق مسطح مائي فانه قد يسخن من الأسفل ويتحمل بكمية من بخار الماء مما يسمح بتشكل الغيوم الطبقية الواطئة. هذه الحالة تجعل الطقس المصاحب للمرتفع الجوي ليست سماء صافية بل جو غائم قد تنتج عنة سقوط بعض الرذاذ.

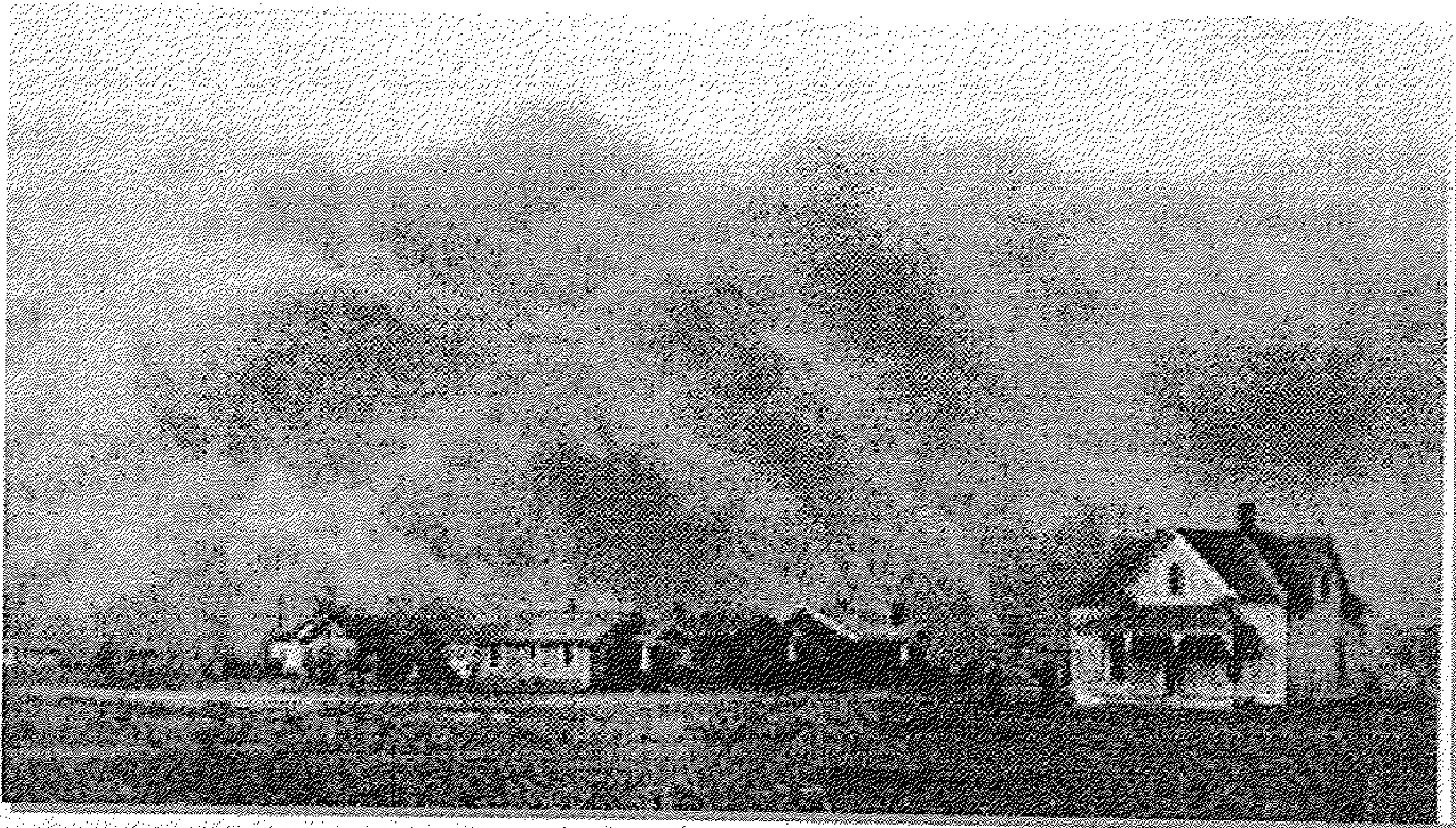
٩-٥ العواصف الرملية الترابية Sand and Dust Storms

عواصف عنيفة تؤدي إلى إثارة الغبار أو الرمال حسب طبيعة سطح الأرض. تكثر هذه العواصف في الفصول الانتقالية, الربيع أو الخريف. ويمكن أن تظهر حتى في الشتاء أو الصيف, ولكن تكرارها يكون اقل. إن السبب الرئيسي في تكونها هو مرور الجبهة الهوائية الباردة والتي ترفع الهواء عموديا, ولان الأرض جافة وذرات التربة أو الرمال غير متماسكة فان الهواء السريع يرفع معه التربة والرمال مكوناً عاصفة ترابية أو رملية. كما يمكن أن تحدث مع سرعة رياح أكثر من ٧م/ثا.

تعرف العواصف الترابية على إنها إثارة غبار في الهواء تتدنى فيه مدى الرؤية إلى ١٠٠٠متر وان تكون سرعة الرياح أكثر من ٧م/ثا. فالتربة الجافة في المناطق الصحراوية تكون غالباً مفككة, لذلك فان أي هواء هاب تزيد سرعته عن ٧م/ثا (السرعة التي يستطيع الهواء بها من حمل ذرات التربة) سيؤدي إلى إثارة غبار. أما العواصف الرملية فإنها تختلف عن العواصف الترابية في أن

ذرات الرمل اكبر وأثقل من ذرات التراب. لذلك فالرمال في العاصفة الرملية لا ترتفع أكثر من مترين وان كميات كبيرة من الرمال الأكبر حجماً تتحرك مع العاصفة أما زحفاً أو بالقفز. لذلك من الممكن أن تهب العاصفة الرملية فتغطي الجسم إلى الأكتاف. ويكون الجو فوق ذلك صافياً. أما العاصفة الترابية فان صغر ذرات التراب يساعد على أن ترفع إلى ارتفاعات كبيرة قد تصل إلى مئات الأمتار. كما ينقل إلى مسافات بعيدة تقدر بآلاف الكيلومترات. لذلك فالعواصف الرملية دائماً تكون محلية. في حين إن العواصف الترابية تكون محلية أو إقليمية (منقولة من مناطق أخرى).

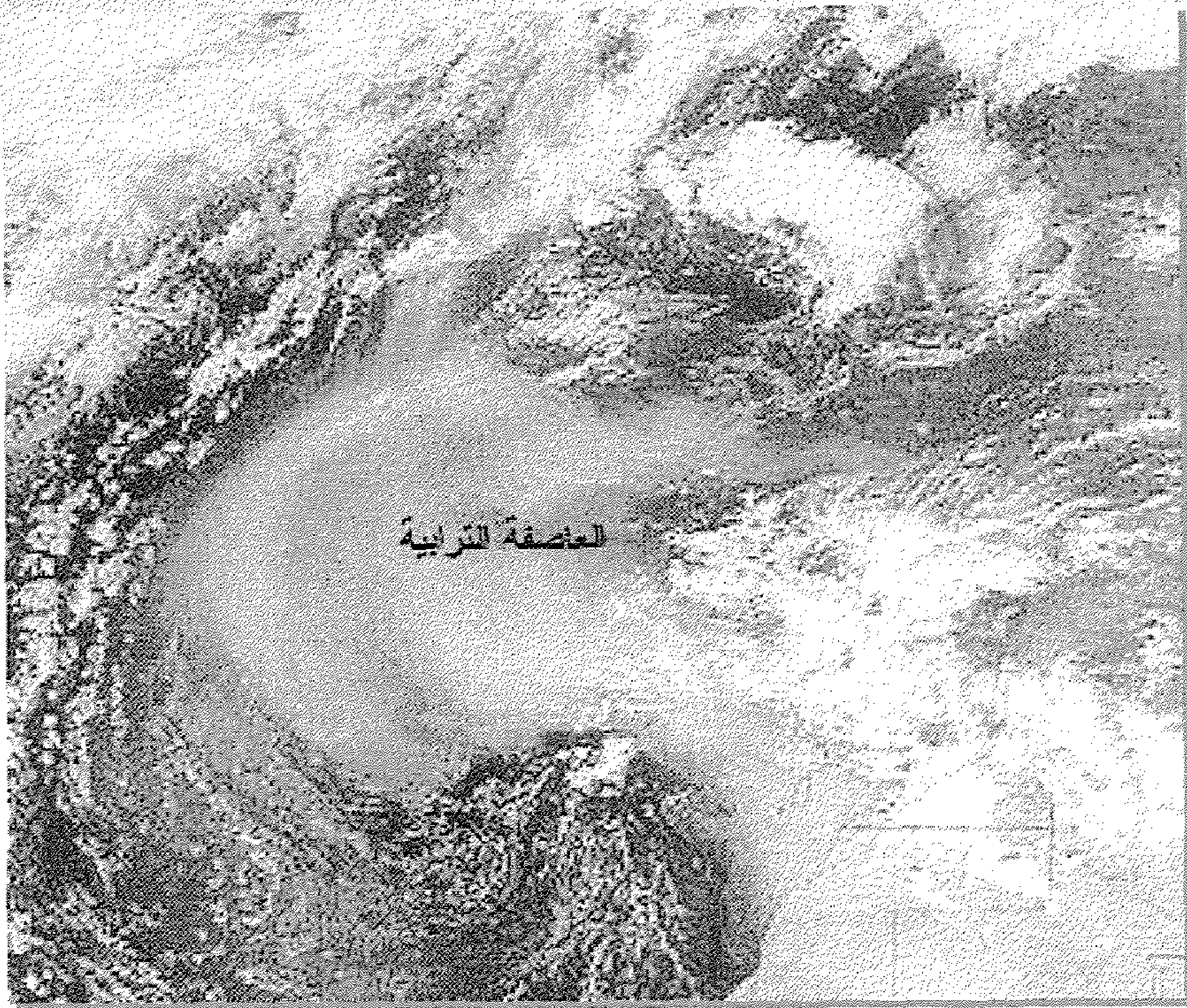
تشير الدراسات إلى أن الرياح بسرعة ٥٦كم/ساعة تستطيع أن تعري ١٨كغم/م٢ وان رياح بسرعة ٨١,٥كم/ساعة تعري ٣٦كغم/م٢. أما إذا كانت سرعة الرياح ١٢٠ كم/ساعة فإنها تعري ٩٣كغم/م٢. يلاحظ من الأرقام إن سرعة الهواء إذا تضاعفت تزيد قدرته على حمل التربة إلى تقريباً أربعة أضعاف. وهذا يعني تعرية عالية وقدرة هائلة على الحمل. لذلك تعاني المناطق الجافة في العالم جميعاً من هذه الظاهرة (الشكل ٩-١٦).



الشكل ٩-١٦

صورة لعاصفة غبارية تبين إن الجبهة الباردة بتقدمها أثارت كميات كبيرة من التراب والى ارتفاع كبير. كما يظهر تقدم التراب مشابه لتقدم الجبهة الباردة.

تشير الدراسات أن كل أنواع المنخفضات الجوية يمكن أن تصاحبها عواصف ترابية, كما وجدت عواصف ترابية مصاحبة لحركة المرتفعات الجوية, ولو إن تكرارها اقل بكثير. وان المهم بالموضوع الظروف الملائمة لوصول سرعة الهواء إلى أكثر من ٧م/ثا, مع توفر تربة جافة مفككة. ويتفاوت طول فترة العواصف الترابية بين يوم إلى ستة أيام. فالعواصف الترابية المرافقة لمرور المرتفع الجوي تكون قصيرة العمر غالباً, بينما العواصف المصاحبة لمنخفض جوي عميق بطيء الحركة تستمر لفترة طويلة. كما يمكن للعواصف الترابية أن تظهر في كل فصول السنة, ولكنها في الفصول الانتقالية أكثر نشاطاً من الشتاء والصيف. وغالباً ما يرافق العواصف الترابية في الشتاء وجود التيار النفاث القطبي لأنه يساعد على تنشيط حركة التصعيد الهوائي في المنطقة التي يمر من فوقها. أما عواصف الصيف فيظهر معها التيار النفاث شبه المداري. العواصف الترابية التي يصاحبها انبعاج علوي يمكن أن تصل فيها الأتربة إلى ارتفاع كبير. ويلاحظ في المناطق شبه الجافة أن هناك علاقة بين كمية الأمطار السنوية وعدد العواصف الترابية المحلية. ولان كثيراً من العواصف الترابية غير محلية فلا يستبعد أن تصل بعض العواصف الترابية إلى هذه المناطق حتى في السنوات المطيرة. فالعواصف الترابية تقطع مسافات ألاف الأميال إذا توفرت لها الظروف من حيث استمرار سرعة الهواء المطلوبة. فقد رصدت الأقمار الصناعية عواصف ترابية فوق المحيط الأطلسي ولمسافة كبيرة مصدرها الصحراء الكبرى (الشكل ٩-١٧). كما إن عواصف ترابية تعبر الخليج العربي إلى إيران ويمكن أن تصل إلى أفغانستان.



الشكل ٩-١٧

صورة عبر الأقمار الصناعية لعاصفة ترابية امتدت من فوق الصحراء الكبرى إلى المحيط الأطلسي ولمسافة كبيرة.

الجفاف وتفكك التربة وانعدام الغطاء النباتي في المناطق الجافة كلها عوامل تساعد على ظهور العواصف الترابية. وفي الوقت الحاضر تعتبر عوامل التصحر مثل سوء حراثة الأرض وتملحها وتراجع إنتاجيتها والرعي الجائر عوامل مضافة لزيادة عدد العواصف الترابية. لذلك تكثر العواصف الترابية في الصحراء الكبرى، والصحراء العربية، وصحراء بلاد الشام والصحراء الغربية في العراق، وصحراء غوبي Gobi في منغوليا، وصحراء تكلا مكان Taklamakan في شمال غرب الصين، وفي السهول الوسطى الأمريكية، وفي كل الصحاري الأخرى والمناطق شبه الجافة في العالم. ويضاف إليها في الوقت الحاضر المناطق المتصحرة والتي بدأ زحف الرمال إليها بسبب التصحر. إن

العواصف الترابية يمكن أن تضيف إلى بعض المناطق تربة خصبة كما في الامزون، كما يمكن أن تضيف للماء مواد غذائية للأسماك كما في المحيط الأطلسي، كما يمكن أن تضيف إليها تربة فقيرة غير مرغوب بها كما يحدث عندما يكون مصدر التربة المناطق المتصحرة.

الفصل العاشر

التنبؤ الجـوي

التنبؤ الجوي

التنبؤ الجوي هو تطبيق التقنية الحديثة الحالية والعلم لمعرفة حالة الجو المستقبلية لمنطقة معينة. والتنبؤ الجوي قديم قدم الإنسان نفسه, ولكنة مر بمراحل كثيرة أوصلته إلى ما هو علية ألان. لذلك فان التنبؤ الجوي الحديث يعتمد على جمع اكبر قدر من المعلومات, وباستخدام التقنية الحديثة – كالحاسوب وقوانين الجو الحديثة – فانه يمكننا التنبؤ بما ستكون علية حالة الجو في المستقبل. ولكن يجب الانتباه إلى نقطة مهمة وهي إن عدم وصولنا إلى الفهم الكامل للغلاف الغازي وكيف يعمل وكذلك طريقة عمل عدد من الظواهر الجوية, لذلك فان التنبؤ الجوي سيكون اقل دقه كلما طالت الفترة الزمنية.

١٠-١ تاريخ التنبؤ الجوي History of Weather Forecasting

لا توجد ناحية من نواحي الحياة البشرية لا تتأثر بالطقس, فالطقس يؤثر على كل نواحي الحياة. فالزراعة والصناعة والرعي وصحة الإنسان وغيرها من نواحي الحياة تتأثر بالطقس إما بشكل مباشر أو غير مباشر. وربما هذا التأثر كان في الماضي اشد مما هو علية في الوقت الحاضر. لذلك حاول الإنسان التنبؤ بالظواهر الطقسية وكيف ستكون غداً أو لأسبوع قادم أو شهر قادم منذ آلاف السنين. ففي عام ٦٥٠ قبل الميلاد تنبأ البابليون بالطقس من خلال شكل الغيوم. فقد كانت الهالة حول القمر تعني أن سيكون غداً يوم ممطر. وفي ٣٤٠ قبل الميلاد شرح أرسطو حالة الجو في كتابة المترولوجيا Meteorologica. بينما تنبئ الصينيون بالطقس منذ ٣٠٠ قبل الميلاد. لقد كانت نظرية التنبؤ في الماضي تعتمد

على خبرة المتنبئ بحالة الجو في منطقة معينة, وكذلك على مرافقة الظواهر الجوية لبعض الظواهر الفلكية. فعلى سبيل المثال, لاحظ القدماء إن غروب الشمس إذا كان احمر, فان اليوم التالي سيكون طقسه حسناً. مثل هذه التجارب والمشاهدات تكدست في الذهن وبني عليها ما يعرف بالتنبؤ حسب الظاهرة. بالتأكيد لم تكن كل هذه التوقعات صحيحة, فالغلاف الغازي اعقد من ذلك بكثير. وهناك رواية تروى عن خبرة الرعاة ببعض حالات الجو أو ما سيكون علية الجو للساعات القادمة. فقد رافق احد جامعي المعلومات عن الجو بواسطة الأجهزة إحدى قبائل البدو في المنطقة الغربية من العراق.

وفي يوم من الأيام بعد الظهر جاء إلى شيخ القبيلة من يسره بشيء, أصدر شيخ القبيلة على إثرها أمرا إلى أفراد قبيلته أن يأخذوا حذرهم واستعدادهم لان عاصفة هوجاء قادمة. هرع جامع المعلومات إلى أجهزته المتكونة من البارومتر والمحرار ودوارة الرياح فلم يقرأ فيها ما ينبئ بذلك. ولكن بعد فترة قصيرة وصلت العاصفة الهوجاء وغطت المنطقة. فقال جامع المعلومات لنفسه إنها صدفة. بعد ذلك بفترة وقبل انتصاف الليل دخل كلب القبيلة إلى بيت الشعر وجلس في موقد النار الذي تم إطفائها قبل قليل. فنهض الشيخ ليقول لأفراد قبيلته أن يستعدوا جيداً لليلة باردة ونهار بارد غداً. وهرع مرة أخرى جامع المعلومات إلى أجهزته ولم يجد ما ينبئه بشيء.

وحدث في اليوم التالي ما تنبئ به الشيخ. وعندها اقتنع جامع المعلومات بان هناك شيء ما مبني على الملاحظة وليس على التسجيل. فذهب يسأل الشيخ عن ذلك, فقال له الشيخ في المرة الأولى لاحظنا تسارع الحشرات الأرضية إلى الاختباء في جحورها علماً إن المساء لم يحل بعد. ونعلم من التجربة أن الحشرات لا تختبئ في النهار إلا إذا كانت هناك عاصفة قادمة. إما الظاهرة الثانية فان كلب القبيلة لا يدخل بيت الشعر مطلقاً إلا إذا كان هناك هواء بارد قادم. والعلم الحديث يقول من الصعب التنبؤ عن طريق الأجهزة

بالظواهر الصغيرة كالتورنادو والعاصفة الترابية المحدودة وغيرها من الظواهر التي لا تكون بحجم كبير.

بدأ التنبؤ الجوي الحديث عام ١٨٣٧م عندما اخترع التلغراف. فقبل هذا الوقت لم يكن من الممكن تبادل المعلومات بين المناطق بسرعة أسرع من سرعة القطار البخاري. علما أن عدد من الظواهر الطقسية تتبدل بسرعة أسرع من سرعة القطار البخاري. لذلك وفر التلغراف طريقة سريعة جداً لجمع المعلومات من المناطق المجاورة على الأقل ومناطق أخرى بعيدة بسرعة كبيرة جداً لمعرفة كيف هي حالة الطقس في المناطق التي على مجرى الهواء.

يعتبر العالمان فرانسس بوفورت وروبرت فتزروي اللذان كانا يعملان في البحرية البريطانية رائدين في مجال التنبؤ الحديث. حيث لا زالت طريقتهما في التنبؤ معمول بها حتى الوقت الحاضر. فقد اعتمدا على نظرية الكتل الهوائية وحركتها في التنبؤ الجوي. إن جمع المعلومات وإنزالها على الخريطة يسمح للمتنبئ الجوي أن يكون صورة واسعة عن حالة الجو في تلك اللحظة. باستخدام المعلومات المتوفرة عن القراءات السابقة يمكن معرفة موقع الجبهة الهوائية وسرعة تحركها واتجاه الحركة. وبذلك يمكن التنبؤ بالحالة الجوية القادمة. ما كان ينقص هذه الطريقة في التنبؤ هو التغير المفاجئ في حركة المنخفض أو المرتفع الجوي مما يؤدي إلى تغيير شامل في حركة الظواهر الجوية.

شهد علم الأنواء الجوية في القرن العشرين تطوراً كبيراً مما ساعد على إيجاد فهم أفضل للظواهر الجوية وللغلاف الغازي. وبالرغم من ان هذا الفهم غير مكتمل إلا أن هذا التطور ساعد على ظهور فكرة التنبؤ الرقمي للطقس Numerical Weather Prediction (NWP) عام ١٩٢٢ من قبل لويس فري ريجاردسون. في تلك الفترة لم يكن هناك حاسوب سريع كفاية لإكمال إنجاز حل المعادلات الرقمية. لذلك انتظر العالم إلى السبعينات لينجز استعمال هذه الطريقة بالحاسوب المتطور.

بعد الحرب العالمية الثانية شهد العالم تطورات علمية سريعة أثرت بشكل مباشـر علـى تطـور التنبـؤ الجـوي. فظهـور المعادلـة الرقميـة (NWP)، وظهـور الأقمار الصناعية بنوعيها الثابتة والمتحركة، وتطور سرعة الحاسوب، بالإضافة إلى الفهم المتطور لكثير من ظواهر الجو، كل هذه الإنجازات ساعدت كثيراً على تطور التنبؤ الجوي وامتداد فترة التنبؤ إلى أسبوع ثم إلى شهر أو إلى فصل. ولكن بقيت الحقيقة القديمة قائمة وهي انه كلما طالت فترة التنبؤ الجوي كلما كانت الأخطاء المتوقعة اكبر.

١٠-٢ متطلبات التنبؤ الجوي Weather Forecasting Needs

يحتاج التنبؤ الجوي إلى جمع الرصدات من المحطات المنتشرة في العالم، تتضمن رصدات أرضية ولطبقات الجو العليا. تجميع هذه الرصدات في مراكز متفق عليها عن طريق إرسالها إلى هذه المراكز بطريقة متفق عليها، إنزال هذه المعلومات على الخرائط تحليل هذه الخرائط لتثبيت مواقع الجبهات الهوائية ومراكز الضغط. كما ترسم خرائط لطبقات الجو العليا للاستعانة بها في تفسير الخرائط الأرضية. من خلال هذه الخرائط والمعلومات عن الجو السابق يتم تحديد حركة المنظومات الضغطية لمعرفة أين ستؤثر في الساعات القادمة، ومن هذه المعلومات كلها يتم توقع حالة الطقس القادمة. وفي المقاطع القادمة شرح مفصل لهذه العمليات.

١٠-٢-١ جمع المعلومات وإرسالها Collecting Observations & Send

التنبؤ الجوي يعتمد على جمع المعلومات من مناطق العالم المختلفة، حيث تتجمع المعلومات عن حالة الجو في ثلاثة مراكز في العالم هي واشنطن وموسكو للنصف الشمال وملبورن، استراليا للنصف الجنوبي. وقد قامت المنظمة العالمية للأنواء الجوية WMO بتوحيد أوقات جمع المعلومات، واستخدمت توقيت كرينتش (GMT) كتوقيت مركزي لأخذ القياسات، حيث يرمز إلى الوقت

بالحرف Z. فالقياسات تؤخذ أربعة مرات باليوم الواحد، 000Z، 0600Z، 1200Z، 1800Z. فمثلاً في العراق الذي يسبق توقيته الشتوي توقيت كرينتش بثلاثة ساعات فان القياسات تؤخذ الساعة ٣ صباحاً، والساعة التاسعة صباحاً والساعة الثالثة ظهراً، والساعة التاسعة مساءاً. كما وحدت أجهزة القياس وأعطت مواصفات يجب التقيد بها عند التعامل مع أجهزة القياس. فجميع المحطات الأرضية التي تأخذ قياسات لعناصر الطقس تتبع نظام واحد، فالمحطات يجب أن تكون بعيدة عن الأبنية بمسافة محددة، كما إن كل جهاز من أجهزة القياس له شروطه التي يجب أن تتوفر. فمثلاً المحارير يجب أن تكون فوق ارض مكسوة بالعشب، وفي صندوق خشبي مطلي باللون الأبيض وان يكون الصندوق على ارتفاع ١,٥ متر.

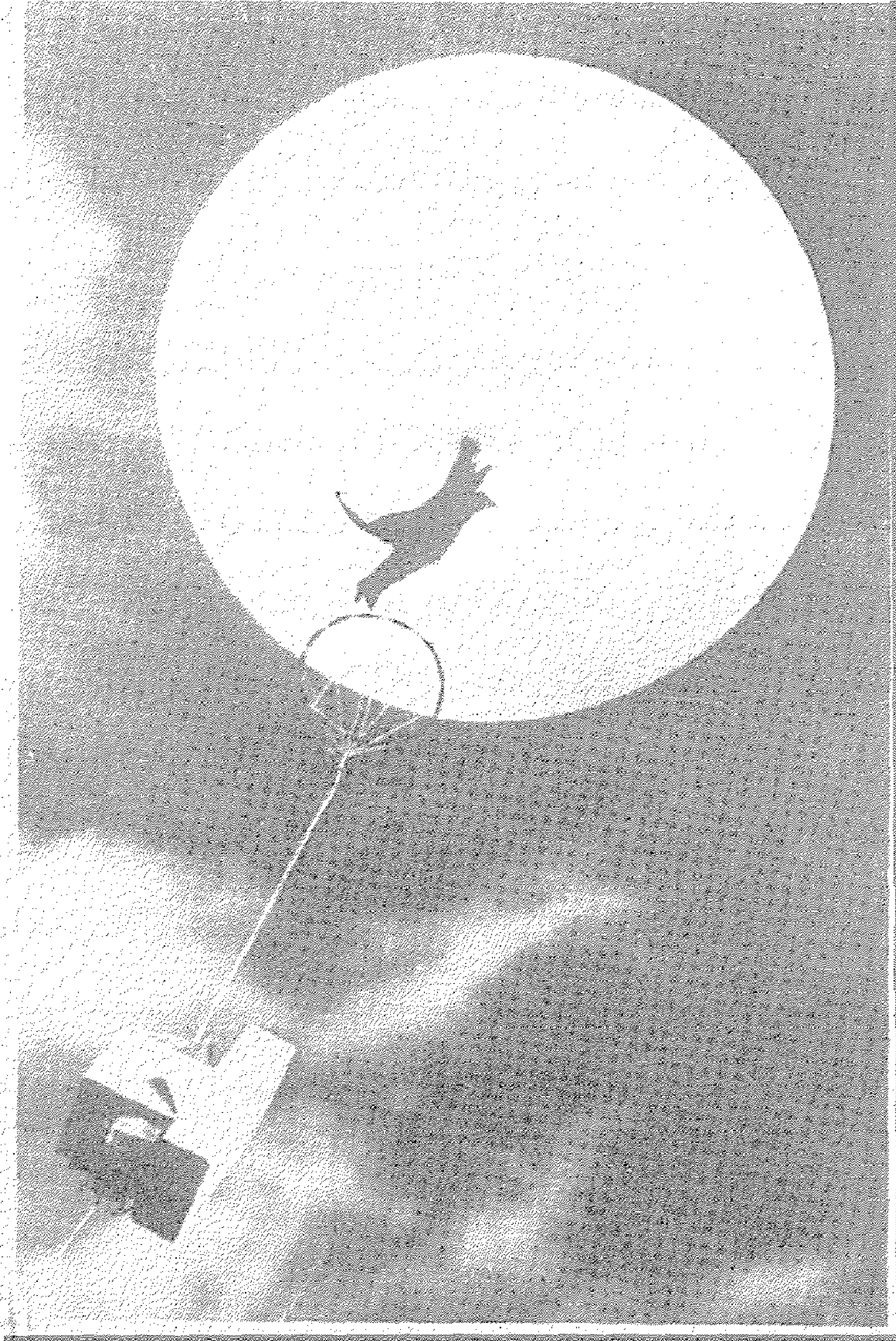
بالإضافة إلى المعلومات التي تجمع من الأرض عن حالة الطقس تقوم محطات رئيسية بجمع المعلومات عن طبقات الجو العليا. فيستخدم جهاز الراديو سوند Radiosondes الذي هو عبارة عن جهاز صغير مزود بأجهزة قياس الضغط والحرارة والرطوبة، وإذا كان راونسوند Rawinsondes فانه يقيس سرعة واتجاه الرياح (الشكل ١٠-١). يطلق هذا الجهاز من المحطات الأرضية والبحرية مرتان في اليوم واحدة الساعة ٠٠٠٠ بتوقيت كرييننتش، والأخرى الساعة ١٢٠٠ بتوقيت كرييننتش. يحمل الجهاز وحدة إرسال راديوية تمكنه من إرسال المعلومات إلى الأرض. يستطيع الجهاز الوصول إلى ارتفاع بين ٢٧ كم إلى ٤٢ كم، وإذا احتجنا إلى ارتفاعات اكبر فيرسل الجهاز بالصاروخ. تستلم المعلومات بواسطة أجهزة تستلم إشارات الرادار، ثم تحول إلى معلومات مقروءة.

أضيفت في السنين الأخيرة صور الأقمار الصناعية إلى المعلومات المستخدمة في التنبؤ الجوي. فالمعلومات المجمعة بواسطة الأقمار الصناعية تستطيع أن تسد نقص المعلومات الأرضية بالنسبة للمناطق النائية التي ليس

فيها محطات وكذلك مساحات واسعة من المحيطات التي تغطي ثلاثة أرباع الأرض. من محاسن صور الأقمار الصناعية بالإضافة إلى قياس عناصر الطقس كالحرارة والرطوبة عمودياً فإنها تغطي منطقة واسعة جداً, كما إنها تتابع الحالة خاصة تطور تشكيلات الغيوم. فصور الأقمار الصناعية تستخدم لتحديد مناطق الكتل الهوائية, والجبهات الهوائية, والتيار النفاث, والأعاصير. حيث يمكن تحديد هذه الظواهر من شكل الغيوم. كما يستفاد من صور الأقمار الصناعية بتحديد المناطق التي يغطيها الثلج, وثلج البحار. وتستعمل الأقمار الصناعية الآن على نطاق واسع في تتبع الأعاصير المدارية ليتسنى لمراكز التنبؤ من إعطاء إنذار للسكان في حالة اقتراب الإعصار من منطقة معينة. كما يمكن معرفة سرعة الرياح في الإعصار من تحليل صور الأقمار الصناعية. هناك عدد كبير من الأقمار الصناعية تعمل لخدمة التنبؤ الجوي في الوقت الحاضر, وهذه الأقمار قسم منها ثابت, والأخر يدور حول الأرض مروراً بالقطبين.

وقد شجعت المنظمة العالمية على إنشاء منظمات أنواء وطنية تتجمع عندها المعلومات من داخل البلد المعني, وتقوم بدورها بإبراقها إلى المراكز الإقليمية حيث يقسم العالم إلى ٢٦ مركزاً إقليمياً. تعمل المراكز الإقليمية كحلقة وصل بين المراكز الوطنية والمراكز العالمية الثلاث. حيث يقوم كل مركز إقليمي بإبراق المعلومات إلى المقرات الثلاثة التابعة للمنظمة العالمية. فالمراكز الوطنية تجمع القراءات من محطاتها الأرضية والعليا وترسلها إلى المراكز الإقليمية التي بدورها تجمعها وتعمل على عمل خارطة إقليمية حيث تستعمل القراءات الإقليمية من الإقليم المجاور لها والمؤثر عليها طقسياً, وتستعملها لإيجاد تنبؤ جوي لها, وبنفس الوقت تبرقها إلى مراكز التجميع العالمية. فمركز موسكو يجمع معلومات القارات الثلاث أوربا واسيا وأفريقيا شمال خط الاستواء. في حين مركز واشنطن يجمع المعلومات عن العالم الغربي أمريكا الشمالية وأمريكا الجنوبية شمال خط الاستواء وجزر المحيط الهادي. إما مركز ملبورن في

استراليا فانه يجمع معلومات النصف الجنوبي للكرة الأرضية, ويشمل أفريقيا جنوب خط الاستواء, وأمريكا الجنوبية جنوب خط الاستواء, واستراليا ونيوزيلندا وجزر المحيط الهادي جنوب خط الاستواء.



الشكل ١٠-١

جهاز الراديوسوند مربوط إلى بالون مطاطي فيه هيدروجين لإرساله إلى طبقات الجو العليا لقياس عناصر الطقس

هناك الآن ٨٠٠٠ محطة أرضية منتشرة في العالم, ٣٠٠٠ طائرة و٤٠٠٠ سفينة تجارية ترسل بالمعلومات اليومية. كما هناك صور الأقمار الصناعية الدوارة والثابتة والتي ترسل كل ٣٠ دقيقة صورة عن الأرض وغلافها الجوي. وهناك أكثر من ١٠٠,٠٠٠ قراءة تسجل لعناصر الطقس في اليوم الواحد, و١١,٠٠٠ قراءة في طبقات الجو العليا . في كل وقت محدد يسجل المراقب الجوي درجات الحرارة, ارتفاع الغيوم (واطئة, متوسطة, عالية), الرطوبة (نقطة ندى), سرعة الرياح, اتجاه الرياح, الضغط الجوي, مدى الرؤيا, والتساقط إن كان موجوداً.

إن طريقة إرسال هذا الكم الهائل من المعلومات يتم بطريقة سهلة وسلسة, حيث تم وضع لغة عالمية تستخدم أرقام متفق عليها لجميع المحطات. فالأرقام التي سنوضحها لاحقاً تستخدم لإبراق المعلومات إلى مقرات المنظمة العالمية, كما تم استخدام تقنية الإرسال عن طريق أحدث طرق الإرسال ويتم استلامها من قبل طابعات تلغرافية متطورة. فلكل محطة رقم لا يشابه أي رقم أخر يتكون من ثلاثة أرقام (الجدول ١٠-١). في الجدول نموذج لبرقية مرسلة إلى مركز تجميع المعلومات وهي الأرقام بين الخطين, وفي الجدول ١٠-١ تفسير لهذه الأرقام. فالمجموعة الأولى تعريف بالمحطة, والثانية عن الغيوم والرياح, والثالثة عن الرؤيا والطقس الحاضر والماضي, والرابعة عن الضغط والحرارة, والخامسة تفاصيل عن ارتفاع الغيوم, والسادسة عن تغير الضغط والحرارة, والسابعة عن التساقط.

الجدول ١٠-١: الأرقام المستخدمة في رسائل المحطات.

	405 83220 12716 24731 67292 30228 7454
الرمز	الشرح
405	رقم المحطة
8	مجموع تغطية الغيوم للسماء
32	الاتجاه الذي تهب منة الرياح
20	سرعة الرياح
12	مدى الرؤيا
71	الطقس الحالي
6	الطقس الماضي
247	ضغط البارومتر
31	درجة الحرارة
6	كمية الغيوم الواطئة/الغيوم المتوسطة
7	الغيوم الواطئة
2	الارتفاع إلى قاعدة الغيوم الواطئة/الغيوم المتوسطة
9	الغيوم المتوسطة
2	الغيوم العالية
30	درجة حرارة نقطة الندى
2	صفات تتبع الشكل البياني
28	تغيرات الضغط خلال ٣ ساعات السابقة للرصدة الحالية
7	مؤشر الشكل
45	كمية التساقط
4	وقت بدأ التساقط

فأرقام تغطية السماء بالغيوم تتدرج من الرقم ١ إلى الرقم ٩, من لا غيوم رقم ١ إلى تغطية كاملة بالغيوم رقم ٨ إلى سماء محجوبة بالضباب أو الدخان أو غير ذلك رقم ٩. إما الاتجاه الذي تهب منة الرياح فهو ٠٠° من الشمال, ٠٩° من الشرق, ١٨° من الجنوب, ٢٧° من الغرب. إما سرعة الرياح فترسل على إنها عقدة بالساعة, لذلك يمكن أن تأخذ سرعة الرياح مجال ثلاثة أرقام. إما مدى الرؤيا فانه يأخذ بالعين المجردة, حيث ينظر الراصد إلى الأفق ويقدر مدى الرؤيا. وقد قسمت إلى ١٦/١ ميل والى مسافة ٣ ميل. فإذا قلنا إن مدى الرؤيا ١٢ فإنها في الواقع تعني ثلاثة أرباع الميل, لأنها ١٦/١٢ من الميل. وإذا كانت الرؤيا ميلين فإنها ترسل بالرقم ٣٢ أي إنها ١٦/٣٢.

الطقس الحالي يعني الظواهر الطقسية المرئية من ضباب وعواصف ترابية وتساقط مطر أو ثلوج, وعواصف رعدية. وقد نظم جدول بها يبين كل الاحتمالات التي يمكن أن ترد في الطقس المرئي. إما الطقس الماضي, فانه يتراوح بين سماء صافية يرمز لها بصفر, إلى عاصفة رعدية يرمز لها بـ ٩, ولا يعطي تفاصيل لان التفاصيل كانت في التقرير السابق فلا داعي للتكرار. قراءة البارومتر لقيم الضغط تصحح أولاً إلى مستوى سطح البحر, فهناك جدول يتبع للقيام بالتصحيح. بعد ذلك تبرق القيمة بحذف ال٩ أو ١٠ الأولى من الرقم ويبرق على شكل ثلاثة أرقام. فمثلاً قيمة الضغط سجلت ١٠٣٢,٧ مليبار تبرق ٣٢٧, وإذا كانت ٩٩٧,٦ تبرق ٩٧٦. إما درجة الحرارة فتبرق كما هي فإذا كانت ١٥°م تبرق ١٥.

تغطية السماء بالغيوم تقسم إلى ثمانية أجزاء فنقول ٨/١ أي ثمن السماء مغطاة بالغيوم, وهكذا. لذلك وكما أسلفنا فان الرموز تتدرج من صفر سماء صافية إلى ٨ سماء مغطاة بالكامل, و٩ هناك ما يحجب الرؤيا. إما نوع الغيوم الواطئة والمتوسطة فإنها كذلك تنظم بجدول من ١-٩ يعطي نوع الغيوم وتطورها. إما ارتفاع قاعدة الغيوم الواطئة أو المتوسطة فانه بين صفر قرب

سطح الأرض إلى ٩ فوق ارتفاع ٢٥٠٠ متر أو لا توجد غيوم. والغيوم العالية كذلك جدولها يتضمن الرموز من ١-٩ ليفصل أي نوع من الغيوم المرتفعة يوجد فوق المحطة.

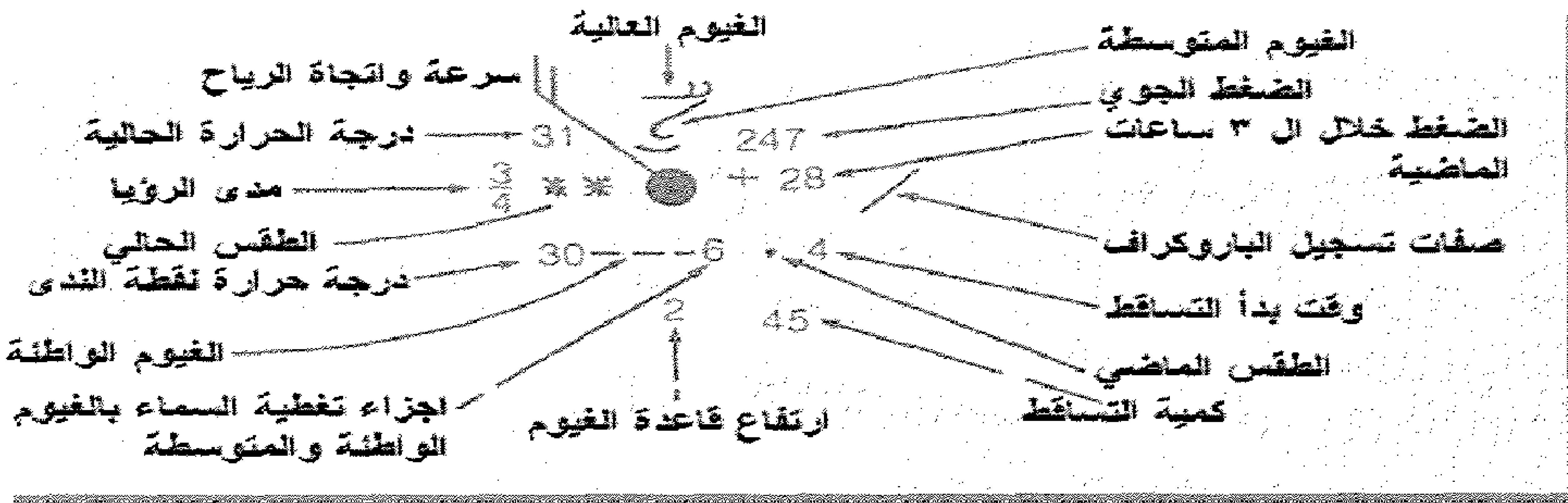
درجة حرارة نقطة الندى ترسل كما تسجل فإذا كانت درجة نقطة الندى ٢٠°م فإنها ترسل ٢٠. إما ميل الضغط الجوي من الساعات الثلاثة الماضية نحو الارتفاع أو الانخفاض أو البقاء على نفس الحال فيبرق بالأرقام من صفر إلى ٨. الأربعة أرقام الأولى تشير إلى الميل للارتفاع، والرقم أربعة الثبات، والأربعة أرقام الأخيرة الميل إلى الانخفاض. كما ترسل قيمة التغيير الحاصل في قراءة البارومتر خلال الساعات الثلاث الماضية، وترسل على شكل رقم خالي من الفاصلة مما يعني أن المستلم يضع الفاصلة. فإذا كانت قيمة التغيير في قراءة البارومتر خلال الساعات الثلاث الماضية تساوي ٤،٨ مليبار فإنها ترسل ٤٨. وهل هي أعلى أو أوطئ من القراءة السابقة فإنها تعرف من خلال الفقرة السابقة التي توضح ميل الضغط الجوي للارتفاع أو الانخفاض. التساقط يرسل كما يسجل فإذا سجل ٢ مليمتر فترسل ٢. أما وقت بدأ التساقط فانه من قبل ساعة أو ساعتين أو ثلاث أو أربع وهكذا.

١٠-٢-٢ إعداد الخريطة السطحية Preparing Surface Chart

تتجمع البرقيات على المستوى الوطني في عاصمة الدولة المعنية غالباً، حيث ترسل المعلومات المجمعة من كافة محطات الدولة وبالطريقة التي وضحناها سابقاً، مع ملاحظة إن النظام المتري هو النظام السائد في الوقت الحاضر. تترجم هذه الأرقام إلى معلومات حقيقية وبرموز لتثبت على الخريطة الإقليمية للمنطقة المراد عمل تنبؤ جوي لها.

المعلومات التي ترسل من المحطات إلى مركز التجميع الوطني برقياً كما وضحناها في المقطع السابق تنقل إلى خريطة تظم الإقليم المعني. والمعلومات

ترتب بطريقة متفق عليها عالمياً، حيث هناك نموذج للمحطة التي ترسم على الخريطة يكون موقع كل عنصر ثابت كما في الشكل (١٠-٢). تفسر المعلومات كما في النموذج كما يأتي:



الشكل ١٠-٢

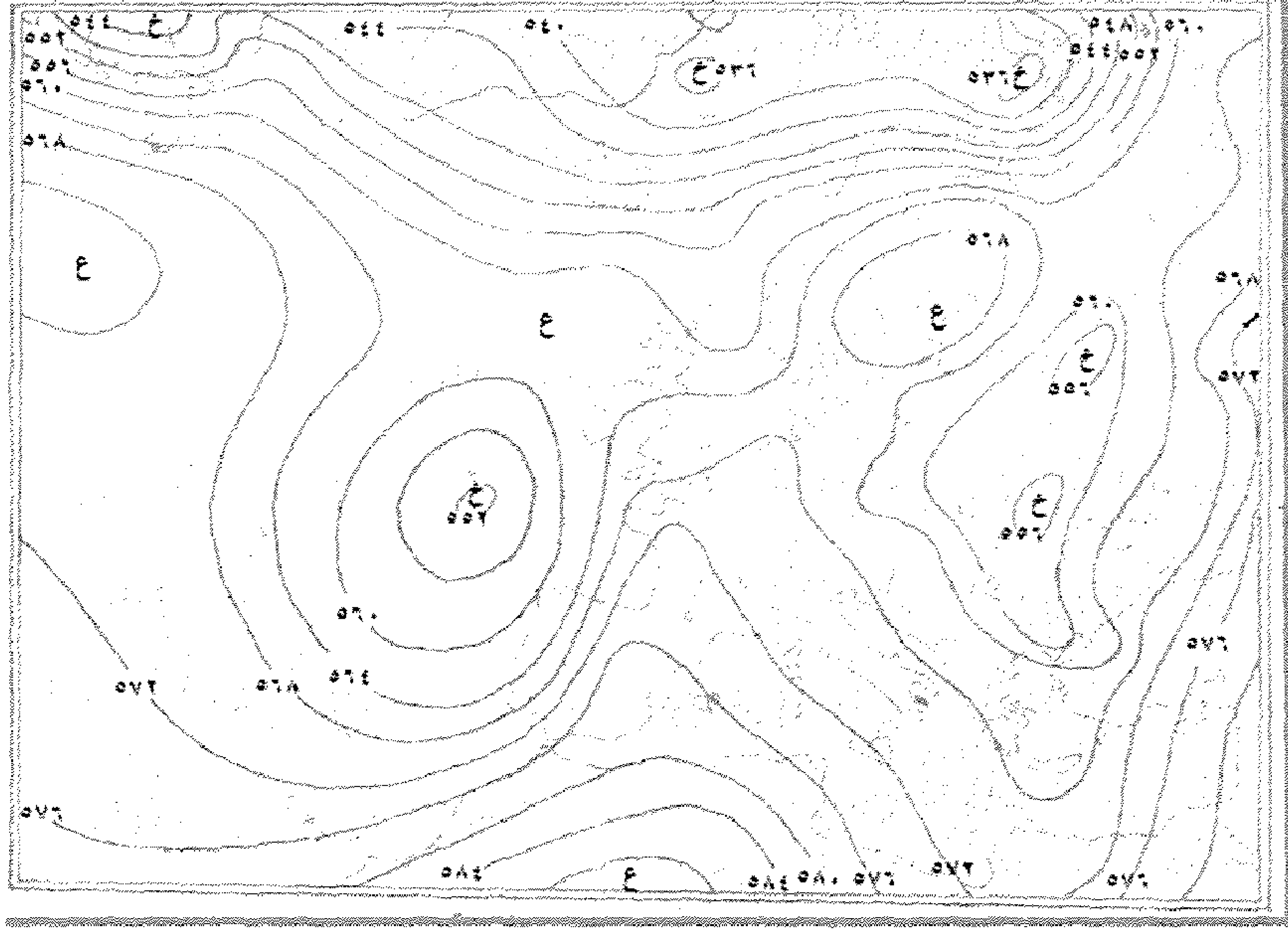
نموذج توزيع المعلومات الطقسية حول المحطة الطقسية على الخريطة، المعلومات ثابتة في مواقعها.

الدائرة السوداء في الوسط هي موقع المحطة وكذلك تعني تغطية السماء بالغيوم فوق المحطة، وفي المثال السماء مغطاة بالغيوم بشكل كامل في المحطة. الخط الذي يخرج من الدائرة هو لتحديد سرعة واتجاه الرياح. وفي المثال الرياح شمالية غربية وسرعتها ٢٠ عقدة. الرقم ٣١ يشير إلى درجة الحرارة الحالية، والرقم ٤/٣ يشير إلى مدى الرؤيا وهي ثلاثة أرباع الكيلو متر، والنجمتين إلى الطقس الحالي. الرقم ٣٠ هو درجة حرارة نقطة الندى، والغيوم الواطئة من نوع الطبقية، وستة أعشار السماء مغطاة بالغيوم الواطئة والمتوسطة بالنسبة لسماء المنطقة وعلى مد البصر، وارتفاع قاعدة الغيوم بين ١٠٠ إلى ١٩٩ متر. كمية المطر ٤٥ مليمتر، والطقس الماضي مطير، والتساقط بدأ قبل ٤ ساعات. ميل البارومتر هو الارتفاع خلال الساعات الثلاث الماضية فقد تغير الضغط خلال الثلاث ساعات الماضية بمقدار ٢.٨ مليبار، والضغط الجوي منزل إلى مستوى

سطح البحر هو ١٠٢٤,٧ مليبار. الغيوم المتوسطة من نوع ركامية متوسطة، والغيوم العالية من نوع سمحاق كثيف على شكل مجموعات. وقد وضحنا سابقاً إلى أن عدد من العناصر لها جداول خاصة بها لتفسير معنى الرمز المسجل.

بعد الانتهاء من إنزال الأرقام حول كل محطة في الخريطة، تبدأ عملية التحليل من خلال مجموعة من العمليات. يبدأ العاملون في هذا المجال برسم خطوط الضغط المتساوي، وهي خطوط تربط بين المناطق المتساوية الضغط بخط واحد، وغالباً ما يكون الفصل بين خط وآخر ٤ مليبار. هذه الخطوط ستحدد مراكز الضغط وتبين موقع الضغط العالي والضغط الواطئ (الشكل ١٠-٣). كما إنها ستعطي فكرة جيدة عن مراكز العمل الجوية وتبين اتجاه حركة المنظومات من خلال مقارنة الخريطة بالخريطة السابقة.

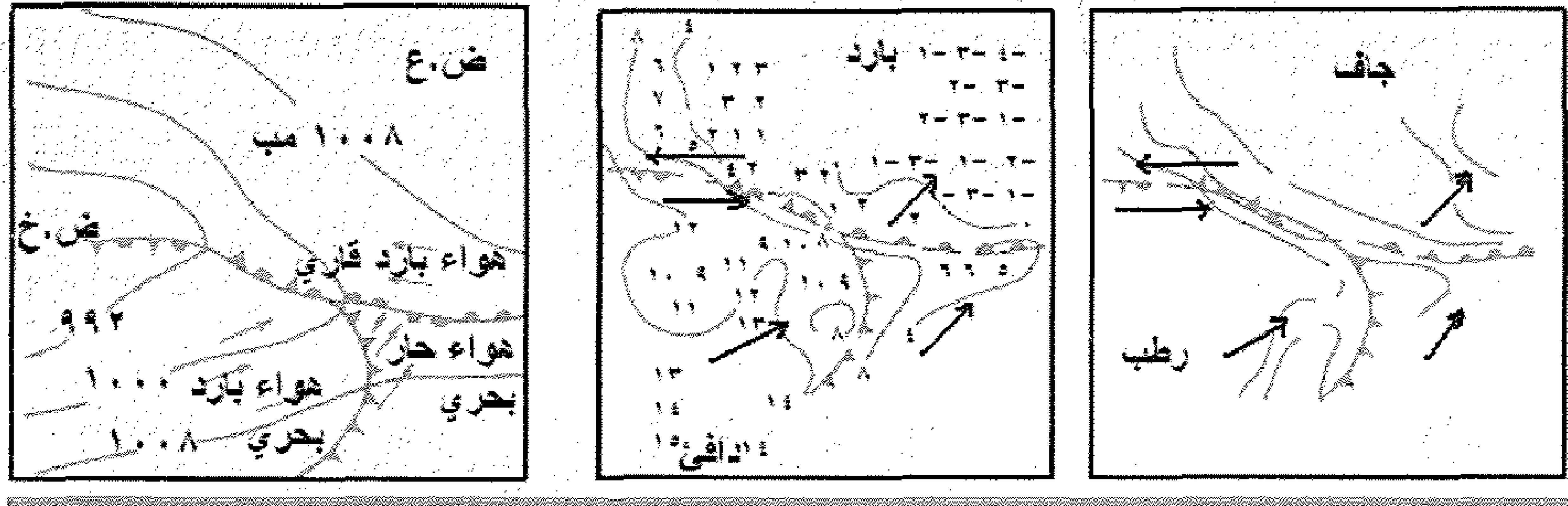
ترسم بعد ذلك على الخريطة خطوط الحرارة المتساوية، وهي خطوط تربط بين المناطق المتساوية حرارياً بخط واحد، لتوضح التوزيع الحراري في المنطقة. ومن هذه المعلومات ومعلومات أخرى يمكن رسم الجبهات الهوائية واتجاه حركتها، وهو الهدف الذي يرغب المتنبئ الجوي بالوصول إليه، لان الجبهات واتجاه حركتها تعطيه إمكانية التنبؤ للساعات القادمة. يستخدم الوقت بين الرصدتين لتحديد سرعة تحرك المنظومات الضغطية، فإذا كان موقع الجبهة قبل ستة ساعات على بعد مثلاً ١٨٠ كم إلى الشمال الشرقي من موقعها الحالي فان ذلك يعني إن الجبهة تتحرك بسرعة ٣٠ كم إلى الشمال الشرقي.



الخريطة ١٠-٣

نموذج لخريطة رسمت عليها خطوط الضغط المتساوي، ويلاحظ وضوح مراكز الضغط العالي والواطئ.

لرسم الجبهة على الخريطة فان المتنبئ يحتاج إلى توزيع الحرارة والضغط الجوي والرطوبة على الخريطة (الشكل ١٠-٤). يلاحظ من الشكل إن خطوط الرطوبة المتساوية قد استعملت لتحديد الهواء الجاف عن الهواء الرطب. وهنا لابد من الإشارة إلى أن موقع الجبهة يتميز بقطع حاد بالأرقام بين كتلتين. فمثلاً يلاحظ من خريطة الحرارة إن هناك فرق في درجات الحرارة يصل إلى ١٢ درجة أو أكثر على طول خط كما موضح. كما أن هناك ارتفاع بالضغط باتجاهين متعاكسين، وقطع في كمية الرطوبة كذلك. ترسم الجبهة على شكل خط منحني أو مستقيم حسب طبيعتها وتنتهي بمثلثات إذا كانت باردة وبأنصاف دوائر إذا كانت دافئة، وبمثلث تعقبه نصف دائرة إذا كانت ممتلئة، وبمثلثات في جهة وأنصاف دوائر في الجهة الأخرى إذا كانت مستقرة.



الشكل ١٠-٤

مخطط يبين كيفية تحديد الجبهة الهوائية على الخارطة.

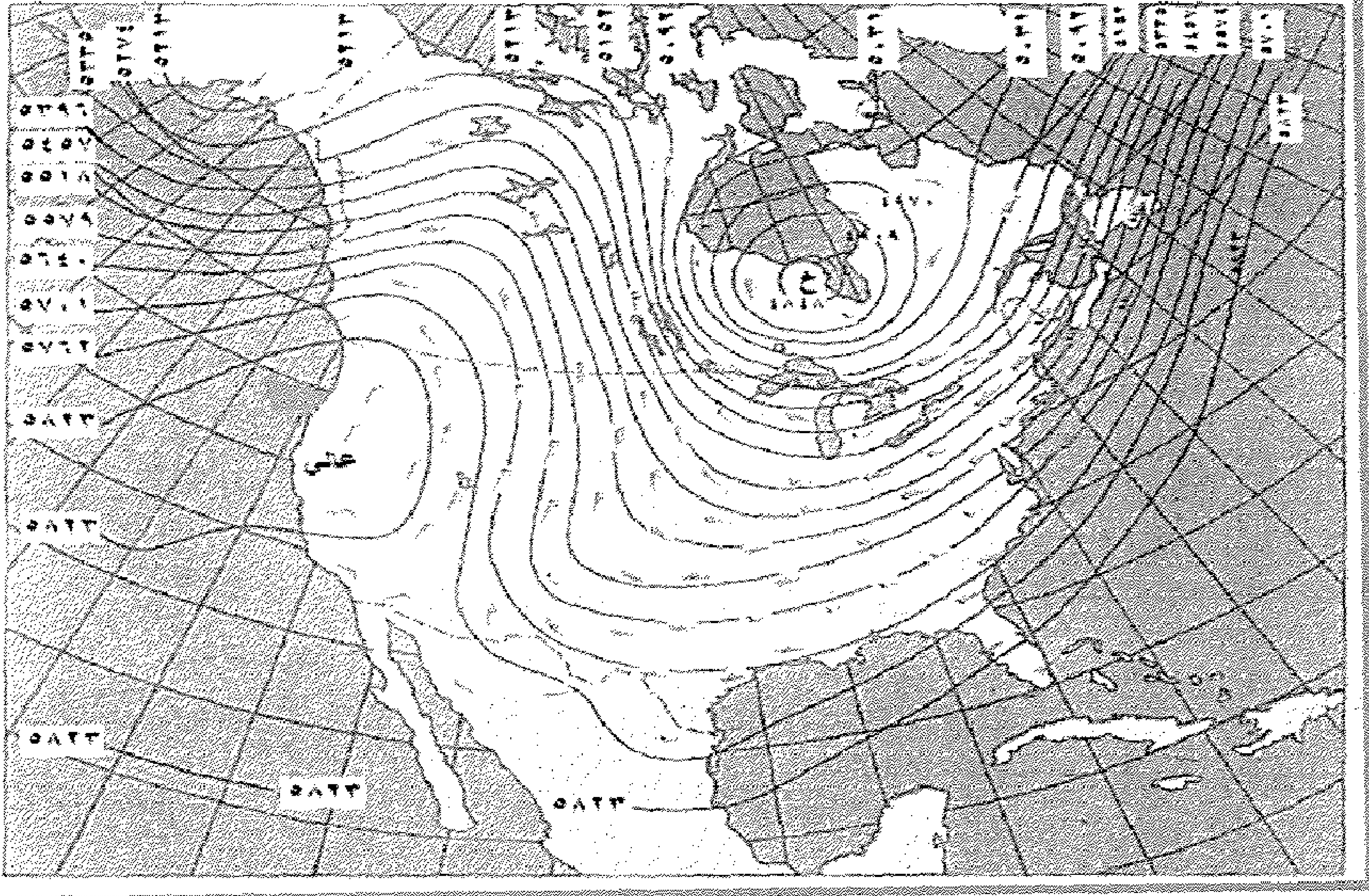
تستخدم الألوان لتحديد المناطق التي سقطت عليها أمطار، أو مناطق الضباب، أو مناطق العواصف الترابية. وبذلك تكون الخريطة السطحية مكتملة وجاهزة للاستخدام، ولكن لابد من إتمام خريطة أو مجموعة خرائط لطبقات الجو العليا للاستعانة بها على التنبؤ.

١٠-٢-٣ إعداد خريطة ٥٠٠ مليبار Preparing 500 Millibar Chart

ذكرنا في السابق أن هناك ارتباط وثيق بين ما يجري في طبقات الجو العليا وبين الظواهر التي تظهر على السطح. والمثال التقليدي هو إن المنخفضات والمرتفعات الجوية تتواجد أسفل الأخدود والانبعاج على التوالي. كما إن أمواج الغلاف الغازي تعطي فكرة عن هل أن المنظومات الأرضية ستكون مستقرة أم متحركة، وكذلك تبين هذه الأمواج موقع ومناطق سيطرة التيار النفاث والذي له أهمية قصوى في التنبؤ الجوي. لكل هذه الأسباب ترسم خريطة للضغط ٥٠٠ مليبار، وهو ما يعادل الارتفاع ٥٥٠٠ متر. ففي هذا الارتفاع يتواجد نصف الغلاف الغازي.

يقاس ارتفاع الضغط ٥٠٠ مليبار بالارتفاع لذلك تظهر خطوط التساوي معبرة عن الارتفاع للضغط ٥٠٠ مليبار. لذلك تظهر الخطوط متموجة وعلى

شكل أمواج. ارتفاع الموجة يسمى انبعاج Ridge وقعر الموجة يسمى أخدود Trough. طول الموجة يقاس بين أخدود وأخدود أو بين انبعاج وانبعاج. فإذا كان طول الموجة أكثر من ٦٠ خط طول تسمى موجة طويلة وإذا كان اقل تسمى موجة قصيرة.



الخريطة ١٠-٥

خريطة ٥٠٠ مليبار لأمريكا الشمالية يظهر فيها موقع الانبعاج والأخدود. ويلاحظ أن الأرقام تعبر عن الارتفاع.

بعد جمع المعلومات من أجهزة الراديو سوند من المحطات المختلفة ترسم خارطة ال٥٠٠ مليبار كما في الشكل (١٠-٥). تبين الخريطة إن هناك أخدود جنوب خليج هدسن في كندا، مما يعني أن المنخفض الجوي السطحي يكون على الساحل الشرقي للولايات المتحدة الأمريكية. وهناك انبعاج على الساحل الغربي للولايات المتحدة، مما يعني أن هناك مرتفع جوي سطحي على وسط غرب الولايات المتحدة الأمريكية. يستفاد من هذه الخريطة كذلك في إن خط سير المنخفضات والمرتفعات الجوية تقاد بواسطة المنظومة العليا. لذلك بعد إعداد هذه الخريطة واستعمالها مع الخريطة الأرضية يتمكن المتنبئ الجوي من إعداد التنبؤ لفترة الـ ٦ أو ١٢ ساعة القادمة بدقة، وتقل الدقة كلا زاد وقت التنبؤ.

هنـاك طريقتـان تـستعملان للتنبـؤ الجـوي بعـد أن تكـون الخـرائط قـد تم إعدادها. والمتنبـئ النـاجح يقـرر أي الطـريقتين أفـضل ضـمن الحالـة الموجـودة أمامـه. وعلية فـان المتنبئ النـاجح وباسـتخدام التقنيـة الحديثة يمكنـه أن يـصدر تنبؤ جوي ناجح. والطريقتين هما:

١- طريقة المنظومة المحافظة Persistence: يستخدم المتنبئ المعلومات المتوفرة لـه عن سرعة واتجاه حركة المنظومات الضـغطية ويصدر تنبئة عن المنطقة المحتمل أن تـصل إليهـا المنظومـة محتفظـة بكـل صـفاتها الحاليـة. فـإذا كانـت سـرعة المنخفض الجوي مثلاً ٢٠ كيلومتر بالساعة فانه خـلال سـتة سـاعات سيغطي منطقة ١٢٠ كيلومتر عن موقعة الحالي مع غيوم وأمطار كما هي الآن.

٢- طريقة الاستمرارية Continuity: وهـي تكبير وتوسيع للطريقة الأولى. يقوم المتنبئ بدراسة الحالة الجوية السابقة لعدة أيام ماضية، ويلاحـظ مـن خـلال الأيام السابقة طبيعة المنظومـات الجويـة كالمرتفع أو المـنخفض. هنـا سـرعة الحركة واتجاهها والتغيرات الـتي طرأت علـى المنظومـات خـلال هـذه الأيـام سوف يستفيد منها لتحديد طبيعتها في المستقبل القريب.

١٠-٣ التنبؤ الحديث Modern Weather Forecasting

يتكون التنبؤ الجوي الحديث من خمسة مكونات:

أولاً- جمع المعلومات Data Collection

هنـاك أكثـر مـن ٨٠٠٠ محطـة أرضـية تجمـع المعلومـات عـن حالـة الطقـس كالحرارة والأمطار والرياح والضغط والرطوبة. كمـا هنـاك آلاف السـفن، وكـذلك الطوافـات في المحيطـات، والمحطـات الأوتوماتيكيـة. وهنـاك معلومـات تجمـع مـن الغلاف الغازي عن درجـة الحـرارة، وسـرعة واتجـاه الريـاح، والرطوبـة، بواسـطة إرسـال أجهـزة الراديـو سـوند Radiosond الـتي ترسـل هـذه المعلومـات إلى

السطح حتى حدود التروبوبوز. كما ترسل مئات الطائرات التجارية معلومات ضمن خطوط سيرها، بالإضافة إلى معلومات الأقمار الصناعية. وقد أصدرت المنظمة العالمية للأنواء الجوية WMO أمراً يقضي بان تكون أجهزة القياس، وكذلك أوقات القياس موحدة على مستوى العالم. ترسل التقارير كل ساعة إلى METAR، أو كل ٦ ساعات إلى SYNOP.

صور وأرقام الأقمار الصناعية باتت تستخدم بشكل متزايد في التنبؤ الجوي. فالمعلومات المستقاة من الأقمار الصناعية تغطي العالم كله. فصور الغيوم المتتالية التي ترسلها الأقمار تستعمل في التنبؤ الجوي لتوضح تطور وحركة هذه الغيوم، ولكن استعمالها في التنبؤ الرقمي للطقس محدود جداً. تستعمل الصور بالأشعة تحت الحمراء لأنها تعطي معلومات عن درجة الحرارة على السطح وقمة الغيوم. كما يمكن تتبع حركة الغيوم لمعرفة سرعة الهواء، بالإضافة إلى أن الأقمار الدوارة من حول القطب توفر درجات الحرارة على عمق الغلاف الغازي. كما يمكن جمع المعلومات عن المطر عبر الرادار، إما إذا استخدم رادار دوبلر فان سرعة الرياح واتجاهها يمكن كذلك معرفتها. من هذا يتضح أن هناك كمية كبيرة من المعلومات تتوفر يومياً ويمكن استخدامها للتنبؤ الجوي.

ثانياً- محاكاة المعلومات Data Assimilation

في هذه المرحلة تدمج المعلومات التي تم جمعها مع النتائج السابقة للتحليل العددي لبرنامج التنبؤ الرقمي للطقس لتحسين التنبؤ السابق للفترة القادمة، كما ينتج عن هذا الدمج أفضل تحليل ممكن عن حالة الطقس القادمة، حيث يمكن إعطاء تصور ثلاثي الأبعاد عن توزيع درجة الحرارة والرطوبة والرياح.

ثالثاً- التنبؤ الرقمي للطقس Numerical Weather Prediction

التنبؤ الرقمي للطقس هو عبارة عن نموذج حاسوبي يحاكي ما يحدث في الغلاف الغازي. فهو يأخذ التحليل من الخطوة السابقة كبداية ثم يطور حالة الغلاف الغازي للوقت القادم أو للفترة القادمة باستعمال قوانين الفيزياء في

هذا المجال وكذلك قوانين حركة الموائع Fluid dynamics. إن قوانين حركة الموائع حسب الزمن القادم هي قوانين معقدة وتتطلب حاسوب جبار لحل هذه المسائل. وذكرنا إن هذا النوع من الحاسوب بدأ يتوفر. النتائج المتحصل عليها من البرنامج توفر الأساس للتنبؤ الجوي للفترة القادمة.

رابعاً- معالجة نتائج مخرجات النموذج
Model Output Post-Processing

النتائج الخام من البرنامج تحور قبل تقديمها على إنها تنبؤ جوي. يتم التحوير باستعمال برنامج إحصائي لأزاله التحيز الممكن دخوله على البرنامج، أو لإدخال تعديلات على النتائج حتى يمكن أخذها بنظر الاعتبار لنتائج تحليل أخرى لبرنامج التحليل الرقمي للطقس.

في الماضي كان العاملون في التنبؤ مسؤليين عن كل خطوات التنبؤ الجوي. في الوقت الحاضر فان التنبؤ لفترة أطول من ٢٤ ساعة يكون دور البشر فيها في تهيئة المعلومات وإضافة بعض التعديل عليها. كما يقومون بتفسير النتائج التي تخرج من التحليل لجعلها مفهومة من قبل المستعملين لها. كما يمكن للمتنبئ أن يستعمل المؤثرات المحلية لمنطقة معينة والتي تكون صغيرة جداً بحيث لا يمكن أن تحل من قبل البرنامج، وإضافتها إلى نتائج البرنامج. وعلى كل حال، فان الدور البشري مطلوب لأضافه تعديلات على نتائج التنبؤ الطويل، لأنه كلما طالت فترة التنبؤ فان الأخطاء فيها تكون اكبر، لذلك يتدخل المتنبئون لتقليل هذه الأخطاء.

خامساً- نشر التنبؤ للمستعملين
Forecast Presentation to End-User

إن عرض نتائج التنبؤ الجوي هي الخطوة الأكثر أهمية. ولان المستفيدين من التنبؤ الجوي أعدادهم كبيرة ومتنوعي الاهتمامات، لذلك من الضروري جداً معرفة ماذا يريد المستخدم من التنبؤ حتى يمكن تقديم المعلومات له بشكل عملي مفهوم. وفيما يأتي كشف بالمستعملين النهائيين واهتمامات كل منهم:

١- الجمهور Public: المستعمل الرئيسي لنتائج التنبؤ الجوي. العواصف الرعدية يصاحبها رياح شديدة وإمكانية وصول الصواعق إلى الأرض، وقد تؤدي إلى قطع التيار الكهربائي، وقد يصاحبها سقوط بَرد مدمر. الأمطار الغزيرة والثلوج والضباب تؤثر على المواصلات وقد تؤدي إلى فيضانات. موجات الحر والبرد قد تمرض أو تقتل كبار السن أو اللذين ليس لديهم كهرباء. الكثير من الناس اللذين يخططون للخروج بسفرة للاستجمام يرغبون بطقس جيد. والكثير من الظواهر يحتاج الإنسان ليأخذ حذره منها تحتاج إلى تنبؤ جيد. لذلك عمدت كثير من الدول إلى نشر نتائج التنبؤ الجوي عبر الراديو والتلفزيون، وهناك الآن الانترنيت الذي توجد فيه العديد من المواقع المتخصصة في هذا المجال والتي تعطي معلومات أوسع من معلومات الراديو والتلفزيون.

٢- حركة الطيران Air traffic: الطيران حساس جداً للطقس، فالضباب الكثيف يمنع حركة الطيران بل يعطلها كلياً. الاضطرابات الجوية، وإمكانية حدوث الصقيع في الهواء تؤثر على الطائرة أثناء الطيران. العواصف الرعدية خطيرة جداً في تأثيرها على الطيران، فالرياح الشديدة، والبَرد، والبرق، والاضطرابات الجوية كلها ذات تأثير مدمر على الطائرة. يستفيد الطيار من التيار النفاث لان التيار النفاث يؤدي إلى توفير وقود الطائرة. لذلك هناك روتين متبع وهو إعطاء الطيار قبل الإقلاع مختصر عن حالة الطقس التي سيمر بها على طول خط سيرة.

٣- شركات الكهرباء والماء Utility companies: تؤثر حالة الطقس على استهلاك الكهرباء والماء لذلك تعتمد هذه الشركات على التنبؤ بحالة الطقس لكي تكون مستعدة لكل طارئ يدعو إلى زيادة الاستهلاك.

٤- القطاع الخاص Private sector: بعض شركات القطاع الخاص تستفيد من حالة الطقس في تبديل أو استعمال بضائع تتلاءم مع حالة الطقس السائدة.

لابد من التأكيد على إن فترة التنبؤ الجوي كلما شملت فترة زمنية طويلة كلما كان التنبؤ الجوي يزداد خطأ، لذلك قد نصل إلى نقطة يصبح فيها التنبؤ ليس له علاقة بالحالة الجوية مطلقاً، أي إن التنبؤ كله خطأ لذلك لابد للمتنبئ أن يتوقف في التحليل عند هذه النقطة. عدد من المراكز بدأ يستعمل عدة نقاط بداية لإنتاج عدد من التنبؤات الجوية ليتغلب على بعض الأخطاء في الأرقام أو النماذج، وسميت هذه الطريقة Ensemble Forecasting.

التنبؤ الجوي للستة ساعات القادمة مازال يتم بواسطة المتنبئ، وذلك لان برنامج التحليل لا يلتقط الظواهر الصغيرة في الطقس. لذلك إذا توفرت القراءات وصور الأقمار الصناعية وخيالات الرادار، فانه يستطيع إعطاء تنبؤ جوي جيد جداً للفترة القصيرة القادمة. والمثال الأتي عن نشرة تنبؤ قصيرة الأمد.

000
FPUS71 KPHI 240805
NOWPHI

SHORT TERM FORECAST
NATHIONAL WEATHER SERVICE MOUNT HOLLY NJ
405 AM EDT FRI JUN 24 2005
DEZ002>004 –MDZ015 -019 -020 –NJZ013 -014 -020 -022>027 -241200 –
ATLANTIC NJ – ATLANTIC COASTAL CAPE MAY NJ – CAPE MAY NJ – CAROLINE MD –
COASTAL ATLANTIC NJ- COASTAL OCEAN NJ – DELAWARE BEACHES DE –
EASTERN MONMOUTH NJ – INLAND SUSSEX DE – KENT DE – OCEAN NJ –
QUEEN ANNE'S MD – SOUTHEASTERN BURLINGTON NJ – TALBOT MD –
WESTERN MONMOUTH NJ –
INCLUDING THE CITIES OF ... ATLANTIC CITY AND DOVER
405 AM EDT FRI JUN 24 2005

.NOW ...

مناطق ضباب وغيوم واطئة ستكون فوق جنوب ديلاور وأجزاء من ساحل شمال شرق مريلاند هذا الصباح الباكر، وكذلك على طول ساحل نيوجرسي. قطع الضباب الكثيف قد تدني الرؤيا إلى ربع ميل أو اقل خلال الوقت. إذا كنت تقود سيارتك هذا الصباح، تأكد من ترك مسافة كبيرة بين سيارتك والسيارة التي أمامك. مدى الرؤيا لديك قد تنخفض فجأة عندما تقود في قطع الضباب الكثيف. احذر خصوصاً من المشاة. الضباب سوف يتبدد خلال ساعة أو ساعتين بعد شروق الشمس.

الفصل الحادي عشر

السيطرة على الطقس

السيطرة على الطقس

١١- ١ الآثار السلبية للنشاط البشري على الطقس والمناخ
The Negative Affects of Humane Activities on Climate and Weather

العديد من الأنشطة البشرية لها تأثير سلبي على الطقس والمناخ. ويمكن تقسيم الأنشطة البشرية إلى أنشطة متلائمة مع البيئة، وأنشطة غير متلائمة مع البيئة. وسنحدد مفهوم البيئة هنا بالمناخ. وهنا يمكن القول إن أنشطة الجمع والالتقاط وهي أولى النشاطات التي عرفها الإنسان، وكذلك نشاطات الرعي والزراعة هي من الأنشطة التي لم تؤثر على المناخ. بعبارة أخرى إن الإنسان تلاءم مع المناخ الذي عاش فيه منذ وجوده على هذه الأرض إلى قبل حوالي عدة مئات من السنين الماضية. بعبارة أوضح إن التأثير السلبي لنشاط الإنسان ابتدأ مع بداية الثورة الصناعية قبل حوالي ٣٠٠ سنة.

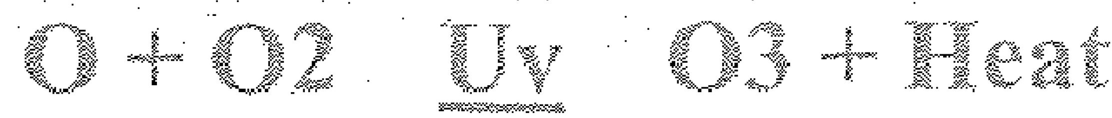
ورغم إن بدايات هذه الثورة لم تشهد استعمالاً جائراً للمواد التي تؤثر على المناخ، إلا إن التقدم الصناعي واكتشاف البترول عجل كثيراً في هذا الاستعمال الجائر الأمر الذي أدى إلى ظهور دعوات كثيرة للسيطرة على هذا الاستعمال. فلكي تقوم الثورة الصناعية استخدم الإنسان الوقود للتعويض عن طاقته المحدودة، وبذلك استخدم الفحم أولا كمصدر أساسي للوقود الذي يحرك الآلات. والمعروف إن الفحم مادة شديدة التلويث، حيث إن احتراقه يولد الكثير من ثاني اوكسيد الكاربون بالإضافة إلى الكثير من المواد الصلبة على شكل دخان. ولثاني اوكسيد الكاربون تأثير سيئ على الحرارة حيث انه من غازات

الدفيئة الذي يعمل على رفع درجة الحرارة. كما إن الملوثات الكثيفة قد تحجب جزءاً من الإشعاع الشمسي. هذا بالإضافة إلى خطر الأمطار الحامضية الناتجة من ثالث اوكسيد الكبريت. وحادث موت أكثر من أربعة آلاف مواطن إنكليزي في الخمسينات مشهورة. حيث أدى ارتفاع الضغط على إنكلترا من عدم تصريف الملوثات الناتجة من احتراق الفحم في المناطق الصناعية وخاصة في لندن. مما أدى إلى وفاة آلاف من كبار السن وذوي الأمراض الصدرية خلال أربعة أيام وهي فترة ارتفاع الضغط. مما دفع السلطات البريطانية إلى استصدار قانون البيئة الذي عمل على نقل الكثير من هذه المعامل خارج المدن المكتظة بالسكان. كما عمل على تبديل الوقود المستعمل من الفحم إلى البترول.

إن اكتشاف النفط وتطور إنتاجه سرع كثيراً في انتشار الصناعة إلى مناطق مختلفة من العالم بعد أن كانت مقتصرة على مناطق محدودة. فرخص أسعاره وكذلك كمية الطاقة التي يولدها بالإضافة إلى سهولة نقلة. كلها عوامل ساعدت على انتشار استعماله بسرعة كبيرة. إن الاستعمال الواسع للبترول ومشتقاته. في المعامل وفي المواصلات البرية والبحرية والجوية. أدى إلى إضافة كمية كبيرة من غاز ثاني اوكسيد الكاربون إلى الهواء. ومعروف ما لهذا الغاز من تأثير على رفع حرارة الغلاف الغازي. ورغم التقدم الصناعي الهائل ودخول العالم إلى المرحلة الثالثة من الثورة الصناعية. إلا إن استخدام البترول مازال في تزايد مستمر الأمر الذي ينذر بكارثة مناخية.

نتج عن الثورة الصناعية كذلك ظهور عدد من الغازات المضرة بالمناخ مثل غاز الفريون المستخدم في التبريد. واثيل الرصاص الناتج من احتراق وقود الطائرات. هذه الغازات الخفيفة استطاعت الوصول إلى أعلى التروبوسفير مما أدى إلى تآكل في طبقة الأوزون التي تحمي الأرض من الأشعة فوق البنفسجية الحارقة. فغاز الأوزون الموجود على ارتفاعات مختلفة ولكنه يتركز على ارتفاع ٢٥كم يتكون بشكل طبيعي من اتحاد غاز الأوكسجين الذري O مع غاز

الأوكسجين O2 بمساعدة الأشعة فوق البنفسجية التي تأتي مع الأشعة الشمسية. وهذه هي المعادلة:



$$O + O_2 \xrightarrow{Uv} O_3 + Heat$$

لذلك فالأوزون يتكون يومياً بشكل طبيعي لتوفر الغازين وكذلك الأشعة فوق البنفسجية. الذي يحصل إن عدد من الغازات الصناعية لها القدرة على تفتيت هذا الاتحاد بين الغازين ليرجعه إلى عناصره الأساسية. لذلك فان وصول هذه الغازات إلى ارتفاع ٢٥كم سيفتت الأوزون إلى أوكسجين عادي وأوكسجين ذري. استمرار عملية التفتيت، وعدم وجود إشعاع شمسي فوق احد القطبين لفترة تصل إلى ستة أشهر يؤدي إلى ظهور ثقب في الأوزون فوق القطبين وخاصة في فصل الشتاء القطبي، وهذا ما يطلق علية ثقب الأوزون. إن وصول نسبة اكبر من المقرر من الأشعة فوق البنفسجية إلى سطح الأرض بسبب قلة الأوزون يؤدي إلى مشاكل مناخية وصحية كثيرة. فالأشعة فوق البنفسجية أشعة حارقة، تقضي على الخلايا الحية إذا زادت عن نسبتها، وتسمح بتفشي الأمراض والجراثيم إذا قلت عن نسبتها. أما مناخياً، فان الأشعة فوق البنفسجية تؤدي إلى رفع درجة الحرارة، وكما اشرنا سابقاً فان الغلاف الغازي يعاني من ارتفاع كمية ثاني اوكسيد الكاربون، وإذا أضفنا إليه الأشعة فوق البنفسجية فان ألازمة سوف تتفاقم.

من مشاكل الإنسان الأخرى والتي أثرت على الحياة البرية هو ظهور الأمطار الحامضية. فالمناطق الصناعية وخاصة التي مازالت تستخدم نسبة من الفحم كوقود، تنفث إلى الجو اوكسيد الكبريت، الذي باختلاطه بماء المطر يتحول إلى ماده حامضية أكثر تركيزاً مما هو مطلوب فتؤدي إلى قتل النباتات. وكثيراً من المناطق الصناعية تعاني ألان من هذه المشكلة.

التجمعات البشرية الكبيرة أثرت على المناخ كذلك. فظهور المدن الكبيرة ذات الأبنية الشاهقة أوجدت ما يسمى بجزيرة المدينة الحرارية. فاستخدام

السيارات، وتعبيد الطرق بالإسفلت، والأبنية العالية أوجدت منطقة مرتفعة الحرارة في وسط المدينة. أي أن المدينة غيرت مناخ المنطقة الموجودة فيها بعد بنائها.

كما أن قطع الغابات اثر كثيراً على المناخ من خلال تقليل استهلاك ثاني اوكسيد الكاربون المنتج بكثرة من المصانع والسيارات. فالغابات هي رئة الغلاف الغازي الذي بواسطته يستهلك ثاني اوكسيد الكاربون الزائد. لذلك فان قطعها يعمل على تفاقم كميات هذا الغاز الذي يعتبر من غازات الدفيئة.

في مجال الطقس هناك الكثير من الظواهر الطقسية التي تؤثر على الإنسان بشكل مباشر. فالصقيع وقلة الأمطار والعواصف الرعدية والأعاصير والتورنادو والعواصف الترابية هي من الظواهر الطقسية التي تؤثر على الإنسان بشكل سلبي. لذلك عمل الإنسان على إيجاد حلول لها لتفادي أخطارها. وكما ذكرنا فان عمل الإنسان تركز على تفتيتها أو التنبؤ بها إذا لم يستطع تفتيتها لإعطاء تحذير للإنسان ليأخذ الاحتياطيات اللازمة لتقليل الخسائر.

١١-٢ محدودية عمل الإنسان في مجال السيطرة على الطقس
Limited Results of Modification of Weather

حاول الإنسان منذ البداية أن يسيطر على بعض الظواهر الجوية، أما لتلافي أخطارها، أو للاستفادة منها بأكبر قدر ممكن. وقد حقق بعض النجاحات، كما اخفق في البعض منها. ويعود الإخفاق إلى عدم استطاعة الإنسان الكشف عن الأسرار الكاملة لبعض هذه الظواهر. فقد عبد الإنسان بعض هذه الظواهر في القدم ظناً منه انه بهذه الطريقة يستطيع أن يقلل من أخطارها أو يمنع حدوثها. أما حديثاً، فان الإنسان سلك طريقين: الأول محاولة تعديل الظاهرة Modification لتقليل الآثار السلبية الناتجة عنها، والثاني هو

محاولة التنبؤ بالظاهرة Forecasting قبل حدوثها وذلك في محاولة لتقليل الخسائر البشرية التي قد تنجم عنها. وقد ناقشنا في الفصل السابق جهود الإنسان في التنبؤ. لذلك سيقتصر موضوعنا هنا على محاولات الإنسان في التعديل أو السيطرة. فقد بذل الإنسان جهداً كبيراً لتعديل الطقس أو السيطرة عليه. إلا انه حقق نجاحات محدودة في هذا المجال، لان ظواهر الطقس اكبر من أن يستطيع السيطرة عليها. وفيما يأتي عرض لهذه المحاولات:

١١- ٢- ١ تعديل الطقس والمناخ
Weather and Climate modification

تعود المحاولات في هذا الجانب إلى قدم الإنسان نفسه. فالبحث عن مسكن يقي الإنسان تقلبات الجو ومن ثم التطور إلى اختيار التصميم الملائم للمسكن لكي يتلاءم مع معطيات مناخ المنطقة حتى يوفر له اكبر قدر من الراحة، من محاولات الإنسان الأولى. كما استخدم الإنسان الملابس لتقيه تقلبات الجو، ثم تطورت إلى تنوعها لتلاءم اختلاف الفصول، واختلاف المناخات. واستطاع الإنسان أن يحقق نجاحات كبيرة لتعديل المناخ في المجال الزراعي، والصناعي، وبخصوص شعور الإنسان بالراحة. كل هذه المحاولات استخدمت طريقة توازن الفعل مع الظاهرة لتجنب أضرارها. وفيما يلي استعراض لمحاولات الإنسان في هذا المجال:

١١-٢-١-١ السكن والملابس Housing & Clothing

استخدم الإنسان الكهوف لتقيه تقلبات الجو والحيوانات المفترسة، كما استخدم جلود الحيوانات لتقيه البرد. تطورت هذه العملية إلى بناء البيوت والاستعاضة عن جلود الحيوانات بالأقمشة. عندما بدأ الإنسان بالانتشار والتعرف على مناخات جديدة عمل جاهداً على إيجاد مسكن يتلاءم والظروف المناخية الجديدة، ويوفر له اكبر قدر ممكن من الراحة. لذلك نجد إن تصميم هذه المساكن اختلف بين مكان وأخر، وهذا تعبير عن محاولات الإنسان التكيف

مع المناخ الذي يعيش فيه. فاستخدام القش من قبل سكان المناطق المدارية والطين من قبل سكان المناطق الصحراوية، والبيوت المغلقة من قبل سكان المناطق الباردة كلها تعبير عن التلاؤم الجيد مع مناخ المنطقة. فقد وجد أن بيت الاسكيمو المبني من الثلج والمغلف بجلود الحيوانات من الداخل يجعل هذا البيت ترتفع فيه الحرارة ٢٦°م أكثر من درجة حرارة المنطقة المحيطة بالبيت. كما إن اتجاه الإنسان الحديث لتقليد الطراز الغربي في البناء جعل من غير الممكن السكن في البيوت الحديثة من دون استخدام وسائل التدفئة والتبريد.

أما الملابس فهي الأخرى استخدمها الإنسان كوسيلة لتعديل المناخ المحيط به. فقد استخدم سكان المناطق الحارة الأقمشة القطنية الخفيفة، واللون الأبيض لتخفيف وطأة الحرارة على جسمه. أما سكان المناطق الباردة فقد استخدموا الملابس الصوفية والألوان الغامقة لحفظ درجة حرارة الجسم ولتوفير اكبر طاقة ممكنة للجسم. كما اختلفت الملابس في المناخ الواحد في الفصول المختلفة. ففي المناطق ذات المناخ المتقلب استخدم الإنسان الملابس الخفيفة ذات الألوان الفاتحة في فصل الصيف، بينما استخدم الملابس الصوفية ذات الألوان الغامقة في فصل الشتاء. لقد نجح الإنسان كثيراً في اكتشاف ما يريحه سواء بابتكار التصميم الملائم له في المسكن أو اختيار نوع الملابس الملائمة لمناخة.

إن تنوع الأزياء بين المجتمعات المختلفة هي دليل على اختيار الإنسان لما يلاءم طقس المنطقة. إما التقليد الحديث لنوع الملبس فهو مخالف لطبيعة البيئة التي يعيش فيها الإنسان. فالبدل الرسمية التي شاع استعمالها في مناطق العالم المختلفة لا تتلاءم مع البيئات المختلفة، ونلاحظ أن الملابس الشعبية هي أكثر راحة للإنسان منها، مما يدل على أن الملابس الشعبية تم اختيارها بعناية كبيرة وعبر تجارب عديدة توصل الإنسان من خلالها إلى أن هذا الزي هو الأكثر ملائمة لبيئته. ونفس الشيء ينطبق على المساكن.

١١-٢-١-٢ الزراعة Agriculture

تراوح عمل الإنسان في هذا المجال بين استخدام الري لتعويض النقص في كمية الأمطار الساقطة, إلى تعديل شدة الرياح, إلى تغطية الحقل ببقايا النباتات, والى تخفيف اثر الانجماد.

استخدم الإنسان الري قبل ٥٠٠٠ سنة, حيث ظهرت أولى الاستخدامات في حضارة وادي الرافدين ووادي النيل. الري هو توفير المياه للنباتات في فترة انقطاع سقوط الأمطار, أو في حالة عدم توفرها. تعمل مياه الري على تزويد النبات بالمياه اللازمة, كما تعمل على خفض حرارة التربة,كما يوفر هواءاً محيطاً بالنبتة اقل حرارة من حرارة المنطقة المجاورة. فقد وجد إن الري يخفض حرارة المنطقة المروية بحوالي ١-٢°م, كما يرفع من كمية بخار الماء في الهواء. بهذه الطريقة عدل الإنسان مناخ المنطقة المحيطة بالنبتة مما مكنها العيش.

استخدم الإنسان كذلك الأشجار كمصدات للرياح. ومصدات الرياح هي أشجار أو شجيرات تستخدم لغرض تخفيف تأثير الرياح الشديدة السرعة على النبات, كما إنها تؤدي إلى تخفيف التبخر. إن مصدات الرياح تعمل على رفع درجة الحرارة في الصيف بمقدار ٣°م وتؤدي إلى خفض التبخر بمعدل ٢٠-٢٥٪. كما إنها تؤدي إلى زيادة الإنتاج بمقدار ١٠-٣٥٪ قياساً بالإنتاج في مزارع غير محمية. كما إن المصدات تزيد من تكدس الثلج في المناطق الباردة مما يسهم في رفع رطوبة التربة بعد ذوبان الثلج.

يستخدم العديد من المزارعين طريقة ترك التبن أو بقايا النباتات على ارض الحقل. هذه الطريقة تمنع رفع درجة حرارة التربة, وكذلك احتفاظ التربة برطوبتها, لان التبن مادة عازلة.

يستطيع الفلاح تجنب الانجماد وذلك عندما تنخفض درجة الحرارة دون الصفر المؤوي. من الطرق التي يستعملها الفلاح هي, استخدام التغطية بالقش,

أو استحداث طبقة من الدخان تمنع الإشعاع الأرضي من الهروب إلى الجو، أو استخدام مراوح كبيرة لخلط الهواء. هذه الطريقة تستخدم عندما يكون انخفاض درجة الحرارة ناتج عن انقلاب حراري Temperature Inversion. ففي الانقلاب الحراري يكون الهواء على ارتفاع عدة أمتار ادفأ بكثير من الهواء الملامس للتربة، فقد يصل الفرق إلى ٨ْم. لذلك فخلط الهواء بالمراوح يرفع من درجة حرارة الهواء فوق مستوى الانجماد. كما يمكن استخدام المياه لرفع درجة الحرارة في المناطق المعرضة للانجماد. فالماء يطلق كمية كبيرة من الطاقة عندما يتعرض للانجماد، مما يرفع من حرارة التربة جزئياً. كما يمكن حرق الوقود والخشب في المنطقة المعرضة للانجماد لرفع درجة حرارة الهواء.

١١- ٢- ١- ٣ تعديل العواصف المدارية Hurricanes Modification

الهيركين أو العواصف المدارية تتكون بسبب التسخين الشديد الذي يؤدي إلى تمدد الهواء الشديد الرطوبة وارتفاعه إلى الأعلى، عندما يبرد ويتكاثف بخار الماء الموجود فيه، فان كمية الحرارة الكامنة التي تطلق إلى الهواء ستساعد على استمرار تصاعد الهواء إلى الأعلى مما يؤدي إلى استمرار عملية تصاعد الهواء من سطح الماء واستمرار عملية التكاثف. إن الهواء الذي يدخل إلى هذه المنظومة من الأعلى ونتيجة دوران الأرض حول نفسها، سيأخذ شكلاً دائرياً من الأعلى إلى الأسفل يشبه عملية تصريف الماء في مغسلة أو حمام سباحة. عندما يصل الهواء إلى سطح الماء في الأسفل، فأنه سوف يستعيد التحمل بكميات كبيرة من بخار الماء ويسخن وبذلك يعود إلى المنظومة من جديد لتستمر عملية تصاعد الهواء إلى الأعلى. تغطي العملية منطقة واسعة تمتد على دائرة قطرها يتراوح بين ١٠٠-١٦٠ كم. كما تقدر طاقة الإعصار بعدة آلاف ميكا طن من الطاقة النووية. يصاحب الإعصار رياح شديدة السرعة بسبب منحدر الضغط الشديد بين المركز وخارجه. وتصاحب الإعصار أمطار غزيرة وأمواج عالية واحتمال ظهور عواصف التورنيدو على جوانب الإعصار.

عمل الإنسان على تعديل شدة الإعصار وذلك بنشر يوديد الفضة في فترات (كل ٩ ساعات) على الغيوم التي تحيط بعين الإعصار. الغاية من ذلك هو محاولة تقليل منحدر الضغط الشديد بين مركز الإعصار والمناطق المجاورة عن طريق توسيع عين الإعصار. وفي حالة نجاح ذلك فان الرياح المصاحبة للإعصار والتي هي مصدر التدمير ستخف سرعتها. في السبعينات من القرن الماضي تم تحقيق نتيجة خفض سرعة الرياح بنسبة ٣٠٪ فقط. ومازالت المحاولات جارية لتحقيق نتائج أفضل. وهناك طرائق أخرى مقترحة لتخفيف شدة الإعصار مثل رش سطح المياه بطبقة من الزيت تقلل كثيراً من نسبة التبخر. التفكير بخلط الماء السطحي الدافئ بالماء السفلي الأبرد نسبيا مما يمنع الماء السطحي من الوصول إلى درجة الحرارة المطلوبة ٢٧°م. كما يقترح البعض بخفض درجة حرارة الماء عن طريق تقليل الإشعاع الشمسي الواصل إلى سطح الماء بإيجاد طبقة غيوم السمحاق الرقيقة. ومازالت الجهود مستمرة بهذا الصدد.

يتم التركيز في الوقت الحاضر على تتبع نشوء الإعصار عن طريق الأقمار الاصطناعية, ومن خلال معرفة سير الإعصار (اتجاهه وسرعته) عندها يمكن تقليل الخسائر البشرية التي يمكن إن تنتج عن الإعصار بإعطاء تحذير قبل وقت كاف.

إن الطرائق السالف ذكرها تعمل على تعديل طقس منطقة صغيرة. هناك مقترحات أخرى لم ترى النور بعد تعمل على تعديل طقس مناطق كبيرة نسبياً. هذه المقترحات إما مكلفة اقتصادياً, أو غير ممكنة فنياً. كما إن هذه المقترحات لا تعرف نتائجها الجانبية على المناخ العام بعد, وذلك لعدم معرفة التغذية الاسترجاعية للمناخ بهذا الخصوص. فهناك اقتراح مثلاً برصف سواحل الصحاري الساحلية الباردة بالإسفلت, هذه الطريقة ستؤدي إلى تسخين الهواء على طول الساحل مما يساعد على تصاعد الهواء المشبع ببخار الماء. تصاعد

الهواء سيعمل على ظهور الغيوم التراكمية المزنية التي قد تساعد على سقوط الأمطار الأمر الذي يخفف من جفاف هذه المناطق الساحلية. كما هناك اقتراح برش مادة داكنة اللون فوق ثلوج المناطق القطبية, مما سيؤدي إلى رفع درجة حرارة المنطقة. إن عدم معرفة النتائج المترتبة على هذه المقترحات فضلاً عن تكاليفها العالية جعلها غير قابلة للتنفيذ. كما إن علماء البيئة حذروا بشدة من تنفيذ هذه المقترحات وذلك لاعتقادهم بأنها ستؤثر على الدورة العامة للرياح مما لا يعلم إلا الله كيفية تأثيرها على مناخ الأرض ككل.

١١- ٢- ٢ السيطرة على الطقس Weather Control

محاولات حديثة الغرض منها تبديل الطقس في المنطقة المعنية لتجنب الأضرار الناتجة عنه. أو تغيير كامل بالطقس لتحقيق غايات أو أغراض معينة. فالسيطرة تختلف عن التعديل عن طريق محاولة التحكم بالظواهر الطقسية من اجل تجنب أضرارها. فالتحكم بالغيوم لتحديد المطر الساقط والتحكم بالضباب وغيرها من الظواهر كلها محاولات في هذا الجانب. وهناك العديد من هذه الطرق.

١١- ٢- ٢- ١ في مجال الصناعة Industry

لان الصناعة غالباً ما تكون في أماكن مغلقة, فان السيطرة على الجو فيها يصبح سهلاً خاصة بعد تطور أجهزة التكييف. فقد أصبح بالإمكان السيطرة على درجة الحرارة, وكمية الرطوبة في جو المصنع. فبالإمكان رفع درجة حرارة المناطق الباردة وخفض درجة حرارة المناطق الحارة إلى الدرجة التي يشعر الإنسان فيها بالراحة. كما وجدت الكثير من المرافق السياحية المسيطر عليها تقنياً من اجل إيجاد مناطق ترفية في غير مناطقها أو مواسمها. فبالإمكان إيجاد قاعات كبيرة مجمدة تستعمل لأغراض التزلج على الجليد. كما توجد مسابح مغلقة لممارسة السباحة شتاءاً, إلى غير ذلك من الفعاليات المختلفة.

١١-٢-٢-٢ البيوت الزجاجية Green House

وتعد من أحدث الطرق المستخدمة في الزراعة والتي بدأت بالانتشار بشكل واسع. فتحت البيت الزجاجي يستطيع الفلاح التحكم بكل عناصر الطقس. وقد مكنت هذه الطريقة الفلاح من إنتاج محاصيل زراعية في غير مواسمها, مما مكنه من تغطية تكاليفها عن طريق سعرها المرتفع. إن الجو المغلق يساعد على التحكم بدرجة الحرارة, كما يمكن الفلاح من الاحتفاظ بالرطوبة الملائمة, ويقلل من النتح في النبات, مما يؤدي إلى الاقتصاد في استهلاك الماء. وتؤمن هذه التغطية حفظ النبات من الرياح الشديدة ومن كل المظاهر الجوية الأخرى القاسية والمؤذية للنبات. وقد أصبح بالإمكان إنتاج أنواع مختلفة من الخضر والفواكه باستخدام هذه الطريقة, مما مكن الإنسان من إنتاج المحاصيل الصيفية في الشتاء أو المحاصيل الشتوية في الصيف.

١١-٣-١ الاستمطار Cloud seeding or Rainmaking

تعتمد الفكرة أساسا على حقيقة علمية هي إن بخار الماء يمكنه أن يتحمل انخفاض شديد في درجة الحرارة فيصل إلى (-٤٠ْم) من دون أن يتجمد أو يتكاثف. والأجزاء المتجمدة منه فقط هي الأجزاء التي لامست أجسام صلبه (نوويات التكاثف). لذلك فان انعدام التكاثف في بعض الغيوم يعود أصلا إلى قلة عدد نوويات التكاثف مما يمنع أو يؤخر عملية التكاثف. فكانت الفكرة انه يمكن استمطار هذه الغيوم عن طريق إضافة نوويات تكاثف صناعية إلى هذا النوع من الغيوم. فاستعملت مواد مثل يوديد الفضة أو اوكسيد الكاربون الصلب أو قطع الثلج المبروش. وتستعمل هذه المواد عندما تكون درجة حرارة الغيوم دون الصفر المئوي بكثير. وقد لاقت التجارب في هذا النوع من الغيوم نجاحاً كبيراً. فعند رش يوديد الفضة, أو أية مادة أخرى, فان هذه الأجسام الباردة ستقوم بسحب ملايين الذرات من بخار الماء إليها مما يساعد على

تكاثفها وكبر حجمها. وعادة تتجمد ذرات بخار الماء بمجرد ملامستها لهذه الأسطح مكونة سطحاً جيداً لتكاثف ذرات أخرى حول الجسم المتجمد. وبذلك تبدأ هذه الذرة المتجمدة بالكبر عن طريق امتصاص بخار الماء المجاور أو الاندماج عند الاصطدام بذرات أخرى. وعندما يصل حجمها إلى حجم لا يستطيع الهواء حمله عندها تسقط على شكل ثلوج. فإذا صادفت قبل وصولها إلى سطح الأرض طبقة هوائية دافئة فإنها تتحول إلى قطرات مطر.

أما في الغيوم الدافئة فيمكن استعمال قطرات ماء صغيرة أو ذرات أملاح صغيرة كنوويات تكاثف ترش في الغيوم. وقد تبين إن ذرات الملح هي الأكثر فعالية في عملية الاستمطار. وتتلخص العملية في أن ذرات الملح سوف تسحب ملايين الذرات من بخار الماء باتجاهها, ومادام تركيز الملح عالياً فسوف تستمر العملية حتى تصل الذرات إلى حجم كبير لتسقط على الأرض على شكل مطر.

إن هذه الطريقة في حالة نجاحها الكامل, فإنها سوف تقضي على نقص المياه في مناطق واسعة من العالم. حيث يمكن عن طريقها زيادة المياه الجوفية للمناطق شبه الجافة والجافة مناخياً, كما يمكنها من توفير مياه الري لكل المناطق التي تحتاج إليها. هذه الفكرة التي بدأت في الستينات من القرن الماضي تتطلب شروط لنجاحها. فلابد أولا من وجود الغيوم في السماء والأفضل أن تكون من نوع التراكمية. كما ينبغي معرفة درجة حرارة الغيوم ليتخذ قرار بنوع النوويات الملائمة. ولا تنجح عملية الزرع في حالة كون الهواء الموجود فوق الغيوم جافاً أو رطوبته قليلة. كما يجب أن تكون كميات نوويات التكاثف الصناعية محسوبة بدقة متناهية, فزيادتها تفتت الغيوم أو انفجارها, وقلتها لا تؤدي إلى إتمام المهمة. كما إن اتجاه الرياح في فترة زراعة الغيوم تعتبر عاملاً حاسماً وذلك لان الرياح هي التي تسوق الغيوم باتجاه معين. فالرياح السريعة كذلك قد تفشل العملية لأنها تصعب عملية الزرع وتؤدي إلى التساقط في غير الاماكن المقرر الزراعة فيها.

إن الصعوبات التي واجهت هذه العملية لم تحل بشكل كامل. فهناك مشكلة التكاليف العالية لإيصال نوويات التكاثف إلى الغيمة. كما هناك التشكيك بالكمية التي يمكن أن تضيفها هذه العملية للماء فعلاً. وهناك المشكلة القانونية التي نشأت من هذه التجارب والتي تتمثل في هل أن هذه العملية ستقلل من الرطوبة المتوفرة في الهواء للمناطق التي تقع أسفل المنطقة التي تم الزرع فيها. كما لوحظ إن العملية لا يمكن التحكم بها بشكل صارم، أي لا نستطيع أن نسقط المطر على حقل بعينة. فالتجربة يمكن أن تنجح ولكن الأمطار قد تسقط على حقول أخرى ليس الحقل المراد. والتجارب في هذا المجال مازالت مستمرة، وفي حالة تطورها فإنها ستحقق ثورة علمية في مجال توفير الماء للمناطق الجافة.

١١- ٣- ٢ تبديد الغيوم والضباب Fog and Cloud Dispersal

إن الضباب هو قطرات ماء صغيرة الحجم يستطيع الهواء أن يحملها، تتكاثف عندما تنخفض درجة حرارة الهواء دون نقطة الندى. لذلك هناك طريقتان للتخلص من الضباب الذي يسبب الكثير من الحوادث، ويؤخر رحلات الطيران خاصة في المناطق التي يتكرر فيها الضباب بكثرة. الطريقة الأولى تستعمل مع الضباب البارد، والذي يتكون فوق المسطحات الجليدية، وهي طريقة الترسيب. ففي فرنسا يستعمل سائل البروبان Propane في ترسيب الضباب. أما روسيا والولايات المتحدة فيستعملون الثلج المبروش أو يوديد الفضة أو يوديد الرصاص. وتعتبر طريقة الترسيب هي الأفضل مع الضباب البارد. والطريقة الثانية هي المستعملة مع الضباب الدافئ، حيث تستخدم إما طريقة التفتيت أو الترسيب. وقد لوحظ أن التفتيت مع الضباب الدافئ هو أفضل من الترسيب. ففي التفتيت يستعمل الهواء الدافئ والذي يضخ بكميات كبيرة من مولد خاص هائل. يقوم الهواء الدافئ برفع درجة حرارة الهواء مما يرفع من قابليته على حمل بخار الماء وبذلك تتحول قطرات الضباب إلى ذرات بخار ماء

من جديد. كما يمكن استخدام طائرات الهليوكوبتر لخلط الهواء الدافئ الجاف بالهواء البارد الرطب مما يساعد على امتصاص ذرات بخار الماء وبذلك يتبدد الضباب. وهذه الطريقة فعالة إذا كان الضباب من النوع الإشعاعي. وهناك طرائق لترسيب الضباب لكنها اقل فعالية من الطريقة السابقة. فيمكن ترسيب الضباب برش المنطقة بقطرات من الماء من طائرة حيث تعمل قطرات الماء على تجميع ذرات الضباب الصغيرة حولها فيثقل وزنها وتترسب بسرعة. والمشكلة مع هذه الطريقة هي استهلاكها الماء بكميات كبيرة جداً.

أما بالنسبة إلى الغيوم الواطئة والتي تعيق حركة الطيران كالضباب، فأنه يمكن استخدام طريقة التفتيت بنشر نوويات التكاثف بكميات كبيرة مما يخلق تنافساً بين نوويات التكاثف على جذب قطيرات بخار الماء مما يؤدي إلى تفتيتها. وهذه الطريقة مشابهه إلى تفتيت الضباب البارد.

١١- ٣- ٣ منع البرد Hail Suppression

إن للبرد أضرار كبيرة وواضحة على المزروعات والممتلكات، وكلما زاد الحجم زادت الأضرار. يتكون البرد في الغيوم التي تحتوي على تيارات صاعدة عنيفة، والتي تحتوي على كميات كبيرة من بخار الماء بدرجة حرارة دون الصفر المؤوي. فإذا تكونت شرائح ثلج صغيرة في أسفل هذه الغيوم وجاءت بطريق التيارات الصاعدة إلى داخل الغيمة، فإنها عن طريق الاصطدام والجذب لذرات بخار الماء الباردة جداً سوف يكبر حجمها. ونتيجة عنف التيارات الهوائية فإن التيار الهوائي الصاعد سيأخذ هذه الذرات معه صعوداً مما يؤدي إلى انجمادها، بينما يعمل التيار الهوائي الهابط إلى خفض هذه الأجسام معه مما يؤدي إلى ذوبان جزء منها. وهكذا تبقى حبيبات البرد صعوداً ونزولاً مع التيار الهوائي في الغيمة إلى أن يكبر حجمها، أو إلى أن تضعف شدة هذا التيار فلا يستطيع حملها فتسقط على شكل برد. لذلك يعتقد أن يوديد الفضة الذي يعمل على انجماد الماء في منطقة التكاثف سوف يحرم البرد من المادة الأولية (الماء)

الذي يحتاج أليه ليكبر حجمه. لذلك فان الغيوم التي يحتمل أن يتساقط منها البرد إذا ما رشت بالنوويات الاصطناعية فإنها ستوفر مجالاً اقل للتكاثف حول النوويات. أي إن المنافسة بين النوويات لجلب قطرات الماء حولها سيؤدي إلى صغر حجم البرد أو يلغي تكونه. وفي كلتا الحالتين ستكون النتيجة أما منع تساقط البرد أو التقليل من الأضرار الناتجة عنه إلى أقصى حد ممكن. وقد ظهرت دراسات في الاتحاد السوفيتي السابق تشير إلى أن استخدام يوديد الفضة عن طريق قذفه من قاعدة إطلاق أرضية إلى الغيوم التي تتم مراقبتها بواسطة الرادار سيؤدي إلى تقليل الأضرار الناتجة عن البرد إلى ٨٠ إلى ٩٠٪. وفي الولايات المتحدة تم استخدام الطائرات لإيصال يوديد الفضة إلى الغيوم، وكانت النتيجة أن البرد تساقط على مناطق واسعة ولكن بحجم صغير جداً. وبذلك تم تقليل الخسائر إلى ٥٠٪. كما ظهرت تجارب في فرنسا وألمانيا وايطاليا والأرجنتين، وجميع هذه التجارب صادفت نجاح جيد في تصغير حجم البرد المتساقط.

١١- ٣- ٤ منع العواصف الرعدية Lightning Suppression

إن للبرق أخطاره الكثيرة أكبرها وأهمها حريق الغابات والضحايا البشرية التي يسببها. إن تقليل البرق أو التخلص منه سيخفف كثيراً من حرائق الغابات التي تلتهم سنوياً مساحات واسعة. لتقليل أخطار العواصف الرعدية، لابد من تبديد الشحنة الكهربائية قبل أن تصل إلى حد الانفجار. وهناك طريقتان : الأولى باستعمال كميات كبيرة من نوويات التكاثف من مادة يوديد الفضة. وقد لوحظ من استعمال هذه الطريقة أن عدد مرات البرق الأرضي قد انخفضت، في حين ارتفعت عدد مرات البرق داخل الغيمة. الطريقة الثانية، هي في استعمال ابر معدنية صغيرة. والطريقة تتلخص في نشر أعداد كبيرة من الإبر المعدنية الصغيرة في الغيوم التي تحتوي على الشحنات الكهربائية، حيث تقوم هذه الإبر بتبديد الشحنات الكهربائية. ومن الملاحظ أن الغيوم التي

تستعمل معها هذه الطريقة تختفي منها الصعقات الكهربائية. بينما استمرت هذه الصعقات في الغيوم التي لم تستعمل فيها هذه الطريقة.

إن هذا النوع من المشاريع ليس سهلاً ويجابه تحديات خطيرة. أولى هذه التحديات التكاليف الباهظة مقابل نتائج متواضعة جداً. لذلك تحجم عدد من المؤسسات على الاستمرار في مثل هذه المشاريع. كما إن النتائج الجانبية الناتجة عن مثل هذه المشاريع غير مدركة بشكل كامل لحد الآن. فمثلا منع الصواعق الرعدية سيخفف كثيراً من حرائق الغابات ولكن بنفس الوقت فإنه سيحرم هذه الغابات من التجدد والذي هو ضروري جداً لها. كما أن عدد كبير من الظواهر المناخية مازال يلفه الكثير من الغموض. ولم نفهم الكثير عنه. لذلك فان بعض هذه التجارب تحتاج إلى وقت يتقدم فيه العلم أكثر ليتيح لنا فهم أوسع للظواهر المناخية حتى يستطيع الباحثون من التعامل معها بشكل أفضل. لذلك نعتقد إن الوقت مازال مبكراً للحكم على مثل هذه التجارب والتي لم يمضي عليها وقتاً طويلاً.

إن النشاط البشري الاعتيادي يؤدي عملاً كبيراً في تغيير المناخ السائد على سطح الأرض حالياً باتجاه لا يستطيع احد أن يتوقع نتائجه. فالتلوث الصلب والسائل والغازي يقذف إلى الغلاف الغازي والى الأرض يومياً وبكميات كبيرة. وسيكون له تأثير سيئ على المناخ في المستقبل القريب. كما إن بناء المدن والازدحام السكاني الكبير فيها مع وجود عدد كبير من السيارات والمعامل في هذه المدن الكبيرة وحولها قد أوجد مناخاً خاصاً بهذه المدن. لذلك أصبحت المدن تمتلك مناخاً خاصاً بها يختلف عن المناخ المجاور لها.

المصادر

المصادر العربية:

(١) أبو العينين، حسن سيد احمد، أصول الجغرافية المناخية، ط١، دار الجامعة للطبع والنشر، بيروت ١٩٨١.

(٢) الراوي، عادل سعيد و قصي عبد المجيد السامرائي، المناخ التطبيقي، وزارة التعليم العالي والبحث العلمي، دار الحكمة للطباعة والنشر، الموصل، ١٩٩٠.

(٣) السامرائي، قصي عبد المجيد، " ظاهرة النينو المناخية"، مجلة كلية الآداب، جامعة بغداد، كلية الآداب، العدد ٤٥، ١٩٩٩.

(٤) السامرائي، قصي عبد المجيد، العواصف الترابية والتصحر، دراسة تطبيقية عن العراق، مجلة الجغرافي العربي، العدد ٣، ١٩٩٥.

(٥) شحاذة، نعمان، علم المناخ، مطبعة النور النموذجية، الاردن ١٩٨٣.

(٦) شعبان، سمير صلاح الدين، طاقة الرياح تحبو، الخفجي، العدد التاسع، المملكة العربية السعودية، ١٩٨٨.

(٧) الصراف، صادق، مبادئ علم البيئة والمناخ، دار الكتب للطباعة والنشر، بغداد ١٩٨٠.

(٨) القاضي، تغريد احمد عمران، اثر المنظومات الضغطية السطحية والعليا في تكون العواصف الغبارية في العراق، رسالة ماجستير (غير منشورة)، جامعة بغداد، كلية الآداب، قسم الجغرافية، ٢٠٠١.

(٩) منظمة الأقطار العربية المصدرة للنفط مركز بحوث الطاقة الشمسية، ندوة استخدامات الطاقة الشمسية في التدفئة والتبريد، كانون الاول، بغداد ١٩٨٤.

(١٠) موسى، علي حسن، المعجم الجغرافي المناخي، دار الفكر، دمشق، ١٩٨٦.

(١١) موسى، علي حسن، أساسيات علم المناخ، ط٢، دار الفكر، دمشق، ١٩٩٤.

(١٢) النجم، فياض وحميد مجول، فيزياء الجو والفضاء، ج١ الانواء الجوية، وزارة التعليم العالي والبحث العلمي، ط١، بغداد ١٩٨٢.

المصادر الأجنبية:

(1) Al Samarrie, Kousay A., The Impacts of Projected Climatic Change on Farming in Western Oklahoma, Ph D Dissertation, University of Oklahoma, Norman, Oklahoma, 1987.

(2) Al Samarrie, Kousay A., The Effects of Local Rainfall Variations on Agricultural Production in the Irrigated Area of the Mesopotamian Plain of Iraq, MA Thesis, University of Northern Colorado, Greeley, Colorado, 1982.

(3) Atkinson, B.W. "Climate": From Geography Yesterday& Tomorrow, Brown (ed.), Royal Geographical Society, Oxford University Press, 1980.

(4) Ayoade, J. O., Introduction to Climatology for the Tropics, John Wiley & Sons, New York, 1983.

(5) Critchfield, H. J., General Climatology, 3rd. ed., Prentice Hall Inc., New Jersey, 1974.

(6) Donn, William L., Meteorology, Fourth Edition, McGraw Hill Book Company, New York, 1975.

(7) Eddy, John, "The Case of the Missing Sunspots", Scientific American, CCXXXVI, No.5, 1977.

(8) Griffiths, John F. & Dennis M. Driscall, Survey of Climatology, Charles E. Merrill Publishing Company, Columbus Ohio, 1982.

(9) http://en.wikipedia.org/wiki/ Dust-storm, 7 Mar. 2005.

(10) http://en.wikipedia.org/wiki/El_Nino, 26 Mar. 2005.

(11) http://en.wikipedia.org/wiki/Jet_Stream 12 Jan. 2006.

(12) http://en.wikipedia.org/wiki/Global_ warming, 7 Jan. 2005.

(13) http://en.wikipedia.org/ wiki/Historical temperature record, 5 Dec. 2004.

(14) http://en.wikipedia.org/wiki/Lightning,_31_Mar. 2005.

(15) http://en.wikipedia.org/wiki/Thunderstorm,_17_Mar. 2005.

(16) http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclon, 25_Mar. 2005.

(17) Lutgens, Frederick K. & Edward J. Tarbuck, **The Atmosphere.** An Introduction to Meteorology, Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1979.

(18) Mather, John R. **Climatology: Fundamental & Application.** McGraw-Hill Book Co., New York, 1974.

(19) McIntosh, D.H. and Thom, A.S., **Essentials of Meteorology**, Wykeham Publications LTD, London, 1978.

(20) Miller, Albert & Others, **Elements of Meteorology**, 4th ed., Charles E. Merrill Publishing Co., Columbus, Ohio, 1983.

(21) Navarra, John Gabriel, **Atmosphere, Weather and Climate: An Introduction to Meteorology**, W.B. Saunders Co., 1979.

(22) Oliver, John, **Climatology Selected Applications**, John Wiley & Sons, New York, 1981.

(23) Penman, H. L., "Natural Evaporation From Open Water, Bare Soil & Grass". **Royal Geographical Society**, Vol. 193, 1948.

(24) Rosenberg, Norman J., **Microclimates: The Biological Environment**, John Wiley & Sons, New York, 1974.

(25) Sellers, Ann Henderson, **Contemporary Climatology**, ELBS, Longman Group, 1988.

(26) Strahler, A. N., Modern Physical Geography, 2nd ed., John Wiley & sons, New York, 1983.

(27) Terjung, Werner H., "Physiologic Climates of the Conterminous United States: A Bioclimatic Classification Based on Man", Annals of the Association of American Geographers,Vol. 56, 1966.

(28) Thornthwaite, W.C., "Problems in the Classification", Geographical Review, Vol. 21, 1931. Thornthwaite, W. C., "An Approach Toward a Rational

(29) Classification of Climate", Geographical Review, Vol. 33, 1943.

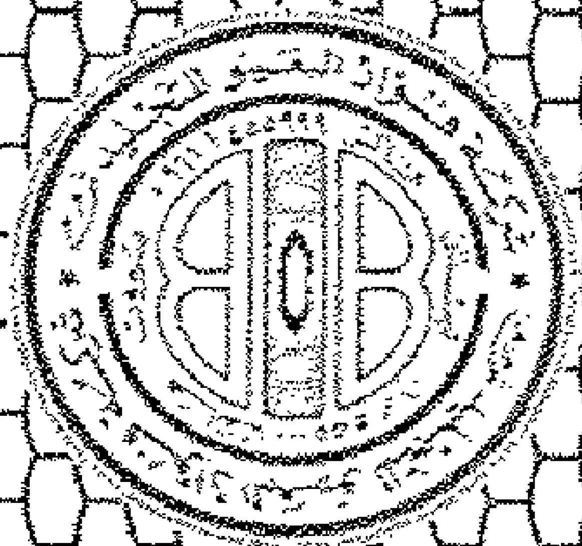
(30) Trewartha, Glenn T., An Introduction to Climate, 3Th. ed., McGraw-Hill Book Co., New York, 1965.

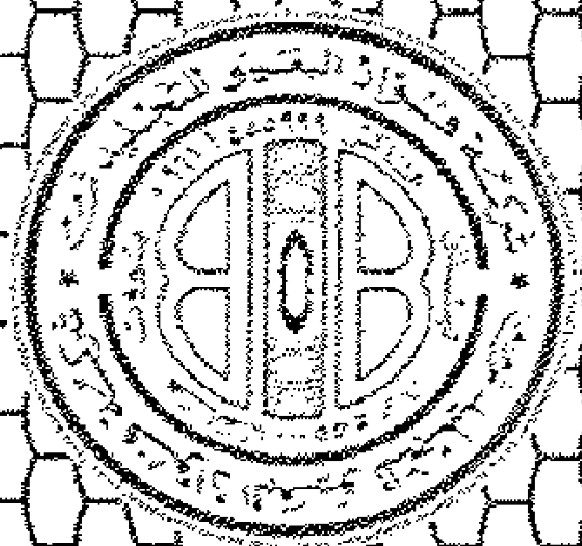
(31) Trewartha, Glenn T. & Lyle H. Horn, An Introduction to Climate, 5Th. ed., McGraw-Hill Book Co., New York, 1980.

(32) Trewartha, G. T., The Earth's Problem Climates, 2Nd. Ed. University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 1982.

(33) Wright, David, Meteorology, Basil Blackwell, Oxford, 1983.

(34) www.jpl.nasa.gov/ENSO/elnino.html, for El-Nino chart, march 2005.







مبادىء
الطقس والمناخ

BASICS OF THE WEATHER & CLIMATE





ISBN 9957-12-156-1



دار اليازوري العلمية للنشر والتوزيع

عمان - الأردن - وسط البلد - شارع الملك حسين - مقابل مجمع الفحيص التجاري
هاتفاكس : 6626 462 - 4185 461 6 962+ ص.ب : 520646 الرمز البريدي: 11152
www.yazori.com E-mail : info@yazori.com